



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, EDILE ED AMBIENTALE

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Idraulica

UN MODELLO PER L'EQUILIBRIO TRIDIMENSIONALE DI CANALI A MAREA

Relatore:

Prof. Stefano Lanzoni

Laureando:

Stefano Tancon

Correlatore:

Prof. Andrea D'Alpaos

Anno Accademico 2014-2015

*Ai miei Genitori,
grazie.*

Stefano

Sommario

Lo scopo della tesi è quello di analizzare l'equilibrio ecomorfodinamico di canali a marea, mediante l'impiego di un modello numerico scritto in **FORTRAN**. L'equilibrio è valutato su un dominio tridimensionale opportunamente discretizzato, per un canale di forma rettilinea. Il modello idrodinamico, che permette il calcolo degli sforzi tangenziali nel campo di moto, viene accoppiato ad un modello morfodinamico, che sintetizza i principali processi fisici e biologici responsabili della formazione del canale stesso all'interno della palude salmastra. Il modello permette lo studio dell'intera vita del canale lagunare, dalla sua formazione su di un bacino prevalentemente piatto fino alla sua configurazione finale in equilibrio con le portate fluenti. Particolare attenzione è rivolta al ruolo della vegetazione, che influenza in maniera diretta la resistenza al moto sulla barena circostante il canale ed anche il tasso di deposito. Il modello permette inoltre di valutare l'influenza delle caratteristiche ambientali (granulometria del fondale, dimensioni del bacino, caratteristiche della forzante di marea, sea level rise, subsidenza, ecc.) sull'evoluzione morfologica del canale lagunare. I contributi di deposito/erosione quantificati dal modello permettono di stimare l'accrescimento della barena e lo scavo del canale, evidenziando l'influenza dell'idroperiodo sul *tidal prism*. Infine, viene valutato l'effetto dei parametri di taratura del modello, mediante un'analisi di sensibilità sui principali aspetti di natura fisica e biologica che governano l'evoluzione ecomorfodinamica dei canali a marea.

Abstract

The aim of the present work is to compute the ecomorphodynamic equilibrium configuration of tidal channels, using a numerical model based on **FORTRAN**. The equilibrium configuration is evaluated on a properly spaced 3D domain, resulting in a straight channel. The hydrodynamic model, used to compute the cross-sectional distribution of the longitudinal bed shear stresses, is coupled with a morphodynamic model, retaining the description of the main physical processes shaping the channel and the adjacent intertidal platform. The model allows to study the entire life of the channel, starting from its first incision along a nearly flat tidal basin to its final equilibrium configuration given by the flowing discharge. The model also captures the growth of vegetation on the marsh platform, and how this vegetation affects flow resistance and the rate of sedimentation. Furthermore, the model allows to analyze the influence of environmental conditions (sediment characteristics, basin size, tidal amplitude, sea level rise, subsidence, etc.) on the geomorphological features of tidal channels. Accretion on the marsh platform and erosion in the inner channel are estimated by computing deposition/erosion rates, emphasizing the hydroperiod influence on the tidal prism. Finally, the effect of calibration parameters is evaluated through a sensitivity-analysis based on the main physical and biological features governing the ecomorphodynamic evolution of salt marsh creeks.

Indice

1	Introduzione	1
1.1	Caratteristiche dei bacini a marea	1
1.2	Posizione del problema e obiettivi	6
2	Idrodinamica	9
2.1	Il modello quasi-statico	11
2.2	Idroperiodo	12
2.3	Sforzi tangenziali e velocità	14
2.4	Sforzi tangenziali e velocità in presenza di vegetazione	19
2.5	Biomassa	23
3	Morfodinamica	27
3.1	Equazione di bilancio	27
3.2	Erosione	28
3.3	Deposito organico	29
3.4	Deposito inorganico per intrappolamento	30
3.5	Deposito inorganico	31
3.5.1	Concentrazione media di fase	33
3.6	Equilibrio morfodinamico	38
3.6.1	Equilibrio sulla barena	38
3.6.2	Equilibrio nel canale	41
4	Il modello numerico	43
4.1	Approccio numerico	43
4.1.1	Il time-step morfologico	45
4.2	Main program	46
4.3	Subroutine	47
4.3.1	La subroutine <code>compu biomass vegetationedge</code>	49

4.3.2	La subroutine <code>checkbiomass</code>	50
4.3.3	La subroutine <code>compu teriminiR</code>	50
4.3.4	La subroutine <code>compu terminiR bio</code>	51
4.3.5	La subroutine <code>compu V</code>	52
4.3.6	La subroutine <code>compu V vegetated</code>	53
4.3.7	La subroutine <code>tau vegetated</code>	55
4.3.8	La subroutine <code>bedevolution ZmarshMax</code>	56
5	Risultati	59
5.1	Validazione modello	59
5.1.1	Tasso di deposito inorganico	60
5.1.2	Tasso di deposito organico	62
5.1.3	Tasso di deposito inorganico per intrappolamento	63
5.1.4	Tasso di erosione	64
5.2	L'equilibrio ecomorfodinamico	66
5.3	Analisi di sensibilità	72
5.3.1	Concentrazione di sedimenti	72
5.3.2	Massima quantità di biomassa	75
5.3.3	Massimo tasso di incremento per deposito organico	77
5.3.4	Assenza di vegetazione	78
5.3.5	Coefficiente di resistenza al moto	83
5.3.6	Tasso di erosione	87
5.3.7	Sea level rise	87
6	Conclusioni	93
A	Main program	97
B	Subroutines	111
B.1	Subroutine <code>compu biomass vegetationedge</code>	111
B.2	Subroutine <code>checkbiomass</code>	114
B.3	Subroutine <code>compu teriminiR</code>	115
B.4	Subroutine <code>compu terminiR bio</code>	116
B.5	Subroutine <code>compu V</code>	118
B.6	Subroutine <code>compu V vegetated</code>	119
B.7	Subroutine <code>tau vegetated</code>	121
B.8	Subroutine <code>bedevolution ZmarshMax</code>	123

Bibliografia

125

Elenco delle figure

1.1	Schema piana di marea	1
1.2	Tipico aspetto della zona intertidale solcata da un canale a marea	3
2.1	Conformazione planimetrica tipica di alcuni canali lagunari	10
2.2	Forzante di marea sinusoidale	12
2.3	Valutazione idroperiodo	13
2.4	Rappresentazione della generica sezione trasversale	15
2.5	Schema sezione vegetata	20
2.6	Schema equilibrio forze	21
2.7	andamento della biomassa in funzione di z	24
2.8	variazione stagionale della biomassa	25
3.1	Schema erosione	29
3.2	Schema deposito organico	30
3.3	Schema deposito	32
3.4	Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea . . .	34
3.5	Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea: effetto dell'idroperiodo	35
3.6	Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea: effetto dell'idroperiodo	36
3.7	Concentrazione media di fase: variazione in funzione della quota del fondale	37
3.8	Andamento dei tassi di deposito sulla barena in funzione della quota del fondo	39
3.9	Equilibrio relativo tra il tasso di incremento della barena e il sea level rise	40
4.1	Geometria iniziale, uniforme su tutto il dominio	44
4.2	Schema discretizzazione dominio	45
5.1	Geometria iniziale semplificata	60

5.2	Confronto fra risultati numerici e analitici: deposito inorganico	61
5.3	Confronto fra risultati numerici e analitici: deposito organico	62
5.4	Confronto fra risultati numerici e analitici: deposito inorganico per intrap- polamento	64
5.5	Confronto fra risultati numerici e analitici: erosione	65
5.6	Geometria iniziale, uniforme su tutto il dominio	68
5.7	Equilibrio ecomorfodinamico: risultati	69
5.8	Equilibrio ecomorfodinamico: risultati	71
5.9	Variazione C_0 : evoluzione temporale e sezione di equilibrio	73
5.10	Variazione C_0 : quote di equilibrio	74
5.11	Variazione C_0 : tempi di equilibrio	75
5.12	Variazione b_{max} : evoluzione temporale e sezione di equilibrio	76
5.13	Variazione b_{max} : quote di equilibrio	77
5.14	Variazione b_{max} : tempi di equilibrio	78
5.15	Variazione Q_{b0} : evoluzione temporale e sezione di equilibrio	79
5.16	Variazione Q_{b0} : quote di equilibrio	80
5.17	Variazione Q_{b0} : tempi di equilibrio	80
5.18	Caso senza vegetazione: evoluzione temporale e sezione di equilibrio . . .	82
5.19	Concentrazione del flusso nel canale per effetto della vegetazione	83
5.20	Variazione K_s : evoluzione temporale e sezione di equilibrio	85
5.21	Variazione K_s : quote di equilibrio	86
5.22	Variazione K_s : tempi di equilibrio	86
5.23	Variazione Q_{e0} : evoluzione temporale e sezione di equilibrio	88
5.24	Variazione Q_{e0} : quote di equilibrio	89
5.25	Variazione Q_{e0} : tempi di equilibrio	89
5.26	Variazione R : evoluzione temporale e sezione di equilibrio	90
5.27	Variazione R : quote di equilibrio	91
5.28	Variazione R : tempi di equilibrio	92

Elenco delle tabelle

3.1	Parametri per il calcolo di \hat{C}_0	37
5.1	Parametri utilizzati per il calcolo della della configurazione di equilibrio. Tali parametri rappresentano: \bar{C} (C_0) è la concentrazione media di fase, funzione della concentrazione media di sedimenti in sospensione; w_s è la velocità di caduta delle particelle; D_{50} è il diametro delle particelle; τ_{dep} è lo sforzo tangenziale critico di deposito; τ_{ero} è lo sforzo tangenziale critico di erosione; Q_{e0} è il flusso di erosione empirico caratteristico del tipo di sedimento; ρ è la densità del fluido; H_0 è l'ampiezza della forzante di marea sinusoidale; T è il periodo dell'onda di marea; L_U è la lunghezza del bacino; B_T è la larghezza del bacino; K_s è il coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler; U_0 è un valore caratteristico della velocità della corrente sulla barena vegetata; R è il sea level rise; z_{max} è la massima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione; z_{min} è la minima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione; b_{max} è il massimo valore della biomassa; ω è un parametro che tiene conto della riduzione di vegetazione nei mesi invernali; Q_{b0} è la massima produzione di suolo organico; c_{D0} è il coefficiente di drag in assenza di vegetazione; α_{cD} è un parametro di fitting che lega il coefficiente di drag alla biomassa.	67
5.2	Valori della concentrazione media di sedimenti	72
5.3	Valori di b_{max}	75
5.4	Valori di Q_{b0}	77
5.5	Assenza di vegetazione: parametri	78
5.6	Valori di K_s	83
5.7	Valori di Q_{e0}	87
5.8	Valori di R	88

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Caratteristiche dei bacini a marea

Il problema della determinazione della configurazione di equilibrio di canali a marea in ambiente lagunare è di fondamentale importanza per numerose applicazioni ingegneristiche e per ragioni ambientali. Un bacino a marea è un ambiente sedimentario in cui la sedimentazione è controllata dal flusso e riflusso della marea.

Le piane di marea si sviluppano lungo coste basse, a debole inclinazione, con notevole escursione di marea¹, nelle quali quindi l'innalzamento e l'abbassamento del livello marino comporta sommersione ed esposizione ciclica di ampie estensioni di territorio.

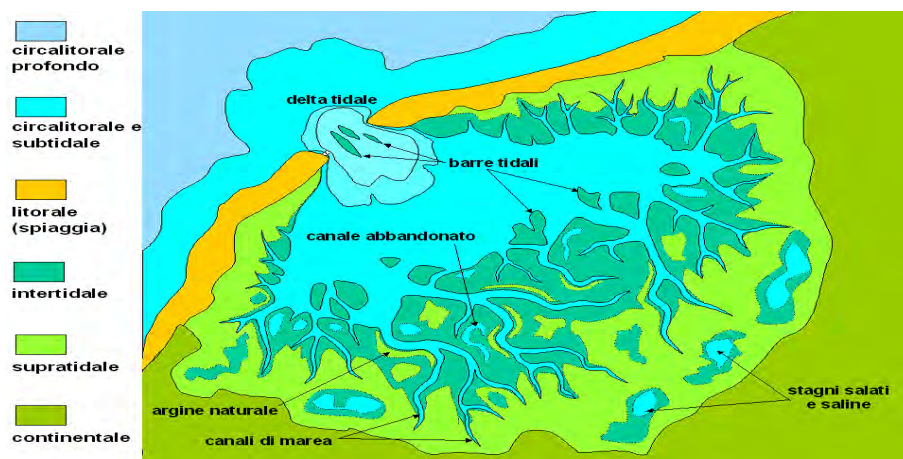


Figura 1.1: Schema piana di marea

Le piane di marea si sviluppano parallelamente alla linea di costa, spesso protette verso mare da un cordone litorale, mentre verso terra passano ad ambienti continentali

¹Differenza fra i livelli medi di alta e bassa marea

di vario tipo a seconda del clima e della configurazione topografica (pianura alluvionale, deserto).

I sedimenti che compongono il fondale di una piana di marea sono sempre più fini verso l'interno, a causa della diminuzione dell'energia delle correnti di marea [Ricci Lucchi, 1980] [1]. L'aspetto più caratteristico di questi ambienti è dato dallo sviluppo di canali di marea, percorsi dal flusso e riflusso della marea che dà luogo a correnti con velocità fino a 150 centimetri al secondo e capacità erosiva e di trasporto notevole.

Piane di marea possono svilupparsi anche nelle zone più interne di lagune o nelle aree interdistributarie di delta fluviali, o ancora nelle aree interne di piattaforme carbonatiche.

In generale, le aree di piana di marea si suddividono in tre zone [Bajard, 1966] [2], definite dall'escursione tra il livello medio di alta marea e il livello medio di bassa marea:

- **zona supratidale**, con quote superiori al livello medio di alta marea, risulta quindi raramente invasa dal mare (maree sigiziali ed equinoziali, mareggiate, precipitazioni eccezionali se in clima umido, piene eccezionali se in ambiente deltizio). È influenzata principalmente da processi atmosferici e biologici, e nella sua parte più verso mare è in genere ancora incisa da canali di marea con il fondo sotto il livello medio di alta marea. Al suo interno vi si possono formare paludi di acqua salata o salmastra e saline naturali. In clima umido vi si instaurano coltri di piante alofile, mentre nelle aree caldo-umide la foresta di mangrovie costituisce la nota dominante, con la ricca fauna correlata. In clima arido è priva di vegetazione e caratterizzata da depositi salini in forma di croste. I sedimenti sono prevalentemente fangosi, intensamente bioturbati in clima umido, privi o poveri di tracce di vita organica se in clima arido;
- **zona intertidale**, con quote comprese tra i livelli medi di bassa e alta marea, questa zona è generalmente la più estesa di questo ambiente, e costituisce la vera e propria piana di marea, in cui la distribuzione del sedimento è determinata principalmente dalle correnti di marea. Si tratta di un'area pianeggiante e debolmente inclinata verso mare: le maggiori irregolarità sono date dai canali di marea e dai relativi argini naturali, e dalle barre tidali. La piana intertidale può essere prevalentemente fangosa (*mud tidal flat*) o sabbiosa (*sand tidal flat*), a seconda della granulometria del sedimento disponibile, ma più frequentemente appare zonata, con le aree più fangose nella zona più interna e nelle aree più lontane dai canali, presso il livello medio di alta marea, mentre le aree sabbiose sono in posizione più esterna (vicino al livello medio di bassa marea), entro i canali e in prossimità di questi. Questa distribuzione dei sedimenti si verifica perché l'energia dei processi mareali è massima

in generale verso mare e in corrispondenza degli assi dei canali di marea, e tende a diminuire verso l'interno della piana e allontanandosi dai canali stessi.



Figura 1.2: Tipico aspetto della zona intertidale solcata da un canale a marea

I canali di marea, scavati dalle correnti mareali, solcano tutta la piana e penetrano nella zona supratidale formando reticoli molto complessi, intrecciati e a meandri. Generalmente, più è fine il sedimento, più è elevata la sinuosità dei canali, mentre in piane sabbiose i canali tendono ad essere poco sinuosi e più ramificati che intrecciati [Kuipers *et. al.*, 1981] [3]. La presenza di piante alofite (come, in clima caldo-umido, le mangrovie), contribuisce a stabilizzare i sedimenti e le configurazioni dei canali di marea. Gli argini naturali sono prodotti dalla tracimazione e dall'accumulo di sedimento fine oltre l'alveo del canale, durante le maree più pronunciate e le mareggiate, e si situano prevalentemente nella parte concava (esterna) dei meandri, dove la velocità della corrente è maggiore.

- **zona subtidale**, posta sotto il livello medio di bassa marea, e costituisce la fascia più esterna della piana, che sfuma gradualmente nell'ambiente di piattaforma continentale. La sedimentazione è ancora influenzata dalle maree nell'area più prossimale alla piana, dove abbiamo i canali più ampi, intervallati da barre e secche sommer-

se. I sedimenti più grossolani (sabbie medio-grossolane) corrispondono agli assi dei canali, mentre sulle secche si accumulano i sedimenti più fini.

Il bacino a marea costituisce inoltre un ecosistema molto complesso [Gabriela Mángano *et. al.*, 2002] [4], in cui trovano rifugio elementi faunistici e floristici che si adattano alle peculiari caratteristiche estreme dell'ambiente:

- alternanza nell'arco del giorno di condizioni subacquee e subaeree;
- presenza di correnti con inversione ciclica diurna, con velocità anche notevoli (fino ad alcuni metri al secondo, in relazione all'ampiezza della marea);
- elevata instabilità del substrato, a causa del trasporto di sedimento da parte delle correnti;
- variazioni di salinità, in presenza di apporti di acque dolci continentali, con condizioni schizoaline ² nelle zone più interne, per l'evaporazione e la concentrazione dei sali;
- variazioni di ossigenazione delle acque, con alternanza di condizioni di acque correnti e stagnanti.

D'altro canto, si tratta di aree protette sia nei confronti delle forzanti marine (onde, correnti costiere, tempeste e mareggiate), che delle condizioni climatiche continentali, spesso più estreme. Anche gli organismi predatori di terraferma e di mare aperto si addentrano con difficoltà, o tendono a evitarle. Quindi, nonostante queste condizioni estreme, le aree di piana di marea sono generalmente caratterizzate da un forte sviluppo della vita vegetale e animale, principalmente per i seguenti motivi:

- elevata esposizione alla luce solare (a tutte le latitudini);
- elevata disponibilità di nutrienti di origine minerale, per la presenza di apporti dalle acque continentali di dilavamento;
- disponibilità di materiale organico sospeso dal mare aperto, portato dalle correnti di marea;

Tutti questi fattori favoriscono la produttività primaria da parte della biomassa vegetale, composta sia da alghe e piante alofile (situate prevalentemente nella porzione

²Variabili da iposaline a ipersaline

intertidale delle piane di marea) che dal fitoplancton (confinato prevalentemente nella zona subtidale e nei canali). La comunità biologica vegetale è caratteristica del tipo di ambiente in cui nasce:

- nella zona supertidale, ove le condizioni climatiche lo consentono, si sviluppano coltri di piante alofite e foreste di mangrovie. In clima arido le condizioni ipersaline che caratterizzano questa zona la rendono molto meno favorevole alla vita, mentre nelle aree a sedimentazione carbonatica (piattaforme carbonatiche), si sviluppano feltri e tappeti algali che danno luogo a stromatoliti con morfologia planare, spesso interrotte da fessurazioni e altre strutture da disseccamento;
- la zona intertidale è da considerarsi un ambiente estremo, per le condizioni di grande instabilità del substrato, la presenza di forti correnti e i forti sbalzi di salinità. Tra i vegetali, le alofite e le mangrovie tendono a colonizzare le aree emerse e prossime all'emersione, come gli argini naturali dei canali e le creste delle dune più grandi. Nelle aree di piana di marea in clima temperato-freddo si ha la proliferazione di praterie algali. Nelle aree di piattaforma carbonatica più interne si sviluppano tappeti algali che formano stromatoliti, con morfologie prevalentemente mammellonari e colonnari causate dalla concentrazione delle alghe nelle zone meno soggette al flusso e riflusso delle acque. Localmente, si possono avere concentrazioni di molluschi incrostanti che formano talora veri e propri banchi organogeni.
- nella zona subtidale, permanentemente sommersa, la comunità biologica vegetale è pressoché inesistente.

Nell'ottica dello studio ingegneristico morfodinamico, è importante considerare l'interesse economico della piana di marea. Date le sue spiccate caratteristiche di instabilità, questo ambiente non è di per sé favorevole alle attività umane e in particolare ad ospitare insediamenti umani permanenti, soprattutto nella sua porzione intertidale. Le piane di marea, come tutte le zone costiere umide, rivestono tuttavia una grande importanza naturalistica e ambientale, con un potenziale di sviluppo turistico, e la loro preservazione è di primaria importanza per la conservazione delle aree costiere. Sovente, la parte subtidale delle piane di marea, soprattutto se è di tipo lagunare, è sfruttata per la pesca e per l'allevamento ittico dalle popolazioni locali. Le aree supratidali si prestano talora alla caccia e alla raccolta di prodotti vegetali, e a forme di agricoltura di scarsa produttività, dati i caratteri di difficoltà dell'ambiente. I sedimenti di piana di marea fangosa sono spesso caratterizzati da un elevato contenuto di materia organica, costituendo talora buone rocce madri degli idrocarburi [Shinn *et. al.*, 1969] [5].

A causa dell'intensa attività biologica e dell'ambiente ben ossigenato, la materia organica è esposta ad una rapida biodegradazione e ossidazione. La preservazione della materia organica è correlata con la presenza e l'abbondanza della frazione argillosa del sedimento, impermeabile, che tende ad isolarla dalle acque libere e ossigenate: tende a conservarsi quindi nei sedimenti più fini di bacino intertidale interno. Nelle piane di marea la materia organica è di origine mista (marina/continentale) o continentale, ed è più favorevole allo sviluppo di gas naturale e di carbone che non di petrolio [Volkman *et. al.*, 2000] [6].

Per questi motivi, le piane di marea costituiscono ambienti di interesse nell'ambito della ricerca e produzione degli idrocarburi.

1.2 Posizione del problema e obiettivi

Nella presente tesi si analizza l'evoluzione nel tempo di un canale a marea e della barena adiacente al canale stesso. Particolare attenzione è rivolta alla condizione di *equilibrio biomorfodinamico* che, dopo un certo numero di anni, viene raggiunta quando il canale è soggetto ad una forzante di marea di tipo sinusoidale.

Un primo approccio alla modellazione dell'equilibrio morfodinamico di una sezione di canale a marea è dovuto a [Fagherazzi and Furbish, 2001] [7], che svilupparono un modello semplificato per lo studio di un'unica sezione sollecitata da una forzante di marea imposta *a priori*, soggetta ad un tasso di erosione variabile in funzione dello sforzo tangenziale al fondo e ad un tasso di deposito ipotizzato costante. Successivamente [A. D'Alpaos, Lanzoni, S. Mudd, Fagherazzi, 2006] [8] ampliarono lo studio considerando sia l'effetto della vegetazione sulla barena che una portata non più imposta a priori ma valutata sulla base di un modello idrodinamico quasi-statico.

Il presente lavoro estende il calcolo dell'evoluzione morfodinamica ad un dominio tridimensionale: esso viene discretizzato in un certo numero di sezioni trasversali, ognuna suddivisa in nodi (pixel), permettendo di valutare non solo l'equilibrio in direzione trasversale ma anche in direzione longitudinale. Ogni sezione del dominio viene caratterizzata da una specifica area di drenaggio, il cui calcolo permette di valutare i flussi di portata attraverso ogni sezione del dominio mediante l'applicazione di un modello idrodinamico semplice di tipo monodimensionale. Il canale assume quindi una forma rettilinea, perché l'idrodinamica monodimensionale non permette il calcolo dei flussi in direzione trasversale: tuttavia, lo scopo della presente trattazione non è quello di valutare la con-

formazione planimetrica delle reti di canali nei bacini a marea, quanto piuttosto quello di valutare l'influenza dei principali parametri idrodinamici, morfodinamici e biologici sulla conformazione di equilibrio di un generico canale a marea.

Una volta stabilita la configurazione di equilibrio del canale, si andrà a valutare l'influenza dei principali parametri sui risultati forniti dal modello attraverso un'analisi di sensibilità. In questo modo, sarà possibile evidenziare come il modello ben riproduca numerosi aspetti fisici che governano la configurazione idromorfodinamica dei canali a marea.

Particolare attenzione è rivolta allo studio dell'accrescimento differenziale della barena, e di come esso sia o meno in grado di compensare il tasso di incremento del medio mare (sea level rise). Quando il bacino a marea lo consente, le barene vengono invase dalla biomassa vegetativa, tipicamente costituita dalla specie *Spartina alterniflora*, che riveste un ruolo fondamentale nel processo di accrescimento della barena e sulla resistenza al moto che incontra la corrente, influenzando la distribuzione delle portate all'interno della sezione. Insieme alla biomassa, anche la concentrazione di sedimenti in sospensione assume un ruolo di primaria importanza nei meccanismi di accrescimento/erosione del fondale.

Il modello numerico presentato è in grado di descrivere il ruolo di tutti i principali processi di natura fisica e biologica sull'evoluzione ecomorfodinamica dei sistemi di canali a marea, e di valutarne singolarmente l'effetto intervenendo sui parametri che ne descrivono le leggi matematiche di funzionamento.

Attraverso l'applicazione del modello si è cercato inoltre di riprodurre, seppur in maniera qualitativa, alcune caratteristiche fondamentali dei canali a marea basate su osservazioni di natura sperimentale.

In letteratura sono presenti numerosi testi e articoli che, spesso, trattano separatamente la configurazione di equilibrio del letto del canale di marea rispetto alla configurazione di equilibrio della larghezza del canale stesso lungo il suo asse. In particolare, [G. Davies and C. D. Woodroffe, 2009] [9] condussero uno studio sulle tipiche caratteristiche ad "imbuto" (*funneling*) della distribuzione della larghezza di canali a marea. Il loro studio statistico, basato sulla digitalizzazione di numerosi canali australiani mediante foto aeree, confermò con buona approssimazione una legge di tipo esponenziale per la distribuzione della larghezza dei canali. Tuttavia, quest'analisi non considerava in alcun modo la profondità dei canali stessi, grandezza non quantificabile tramite approccio aereo. Per quanto riguarda invece l'equilibrio del letto del canale, [Toffolon and Lanzoni, 2010] [10] svilupparono un profilo di equilibrio teorico basato sull'imposizione di due diverse

condizioni sull'equazione di bilancio dei sedimenti.

Il presente modello [Lanzoni and D'Alpaos, 2015] è pensato per analizzare contemporaneamente le caratteristiche trasversali e longitudinali di canali a marea, basandosi su concetti idrodinamici e morfodinamici semplici ma esaustivi.

Particolare attenzione è stata rivolta ai risultati raccolti da [Lawrence, Allen and Havelock, 2004] [11], i quali mediante la risoluzione numerica delle equazioni bidimensionali del moto furono in grado di stimare gli scambi laterali di portata che tipicamente si verificano fra canale e barena nella fase di inondazione. Pur mantenendo il canale un ruolo dominante nella movimentazione della portata fluente, il flusso secondario sulle barene laterali risulta essere significativo e pertanto non trascurabile. Infine, basandosi su dati di natura sperimentale, furono in grado di dimostrare una netta correlazione fra forma e ordine dei canali: stretti e profondi se di piccolo ordine, larghi e poco profondi se di ordine elevato.

Pur non potendo quantificare i flussi laterali di portata, a causa dell'idrodinamica semplificata, il presente modello è tuttavia in grado di riprodurre, seppur qualitativamente, alcune delle principali caratteristiche che si osservano sperimentalmente nei canali in bacini a marea, con un costo computazionale tutto sommato contenuto e notevolmente inferiore a quello di modelli più complessi (e.g., modelli idrodinamici 2D).

Il resto della tesi è organizzato come segue:

- nel **Capitolo 2** si illustrano i principali aspetti idrodinamici che stanno alla base del modello;
- nel **Capitolo 3** vengono analizzate le principali leggi che regolano i processi morfodinamici di evoluzione dei fondali;
- nel **Capitolo 4** si illustrano nel dettaglio le modifiche apportate al modello da un punto di vista strettamente numerico;
- nel **Capitolo 5** vengono analizzati i principali risultati ottenuti dall'applicazione del modello, con particolare attenzione sulla taratura dei parametri;
- nel **Capitolo 6** vengono raccolte le principali osservazioni a conclusione del lavoro svolto.

Capitolo 2

Idrodinamica

Il comportamento idrodinamico degli ambienti tidali dipende in primo luogo dalla struttura e dalla densità dei canali che li dissezionano. Questi ultimi vengono generati dai flussi di erosione e deposito, variabili nello spazio e nel tempo, conseguenti all'inondazione della bacino a marea. L'inondazione avviene tipicamente a causa della presenza, a lato mare, di una forzante di marea. Tuttavia, in casi eccezionali, l'inondazione può essere causata dal moto ondoso causato da intense mareggiate, che possono stravolgere in maniera radicale la conformazione della rete di canali. Infine, fenomeni di subsidenza associati al tasso di incremento del livello marino (*sea level rise*), possono anch'essi favorire l'inondazione degli ambienti in esame.

La distribuzione planimetrica di queste reti di canali può assumere forme più o meno complesse, da rettilinee a meandriiformi, a seconda delle caratteristiche specifiche del sito.

In questa trattazione la forma del canale viene ipotizzata rettilinea, in maniera tale da semplificare l'applicazione delle equazioni dominanti e rendere più immediata l'interpretazione dei risultati ottenuti.

La caratteristica principale dei canali a marea è la periodicità del moto. Le portate fluenti, infatti, sono tipicamente generate dall'onda di marea la quale, nella fase ascendente (flusso, alta marea) invade la palude generando una corrente verso terra, mentre nella fase discendente (riflusso, bassa marea) rifluisce generando una corrente verso il mare. In questo contesto, i canali rappresentano delle vie preferenziali mediante i quali l'acqua marina, periodicamente, prima invade e successivamente abbandona la piattaforma.

Questo tipo di flusso comporta che le velocità all'interno dei canali non siano uniformi all'interno del ciclo di marea, ma variabili in un intervallo compreso fra due picchi massimi, uno positivo (corrispondente alla fase di flusso) e uno negativo (corrispondente alla fase



Figura 2.1: Conformazione planimetrica tipica di alcuni canali lagunari

di riflusso). Idealmente questi picchi di velocità si presentano quando la marea attraversa il suo livello medio, detto anche *mean sea level* (MSL), mentre le velocità si annullano istantaneamente quando la marea raggiunge i suoi livelli estremi, detti anche *high sea water level* HSWL e *low sea water level* LSWL. Tuttavia, osservazioni sperimentali hanno evidenziato che questi picchi di velocità si presentano con un leggero ritardo (*tidal lag*) rispetto al MSL: questo effetto è direttamente collegato alla resistenza al moto che l'onda di marea incontra nell'attraversare la palude, alle dimensioni della palude stessa, ai flussi laterali (scambio di quantità di moto fra canale e barena circostante) e ai fenomeni di invaso localizzato [Haley et. al., 1981] [12] [Rinaldo et. al., 1999b] [13].

Tipicamente, la formazione del canale lagunare è favorita dalla presenza di irregolarità sul fondale, così che al crescere della perturbazione il flusso idrico tende a concentrarsi nel canaletto appena formato, favorendo l'incremento delle velocità e degli sforzi tangenziali al suo interno e, di conseguenza, del tasso di erosione che comporta il progressivo approfondimento e allargamento del canale. Tuttavia, il conseguente accrescimento della barena circostante al canale tende a ridurre il *tidal prism*¹ e quindi, ad un certo punto, viene favorito il riempimento del canale. L'effetto del *tidal prism* è di fondamentale importanza nei processi di evoluzione del fondale, ed è quindi una variabile primaria da considerare all'interno del modello.

Il progressivo accrescimento della barena adiacente al canale, comporta una conse-

¹Volume d'acqua che defluisce attraverso una determinata sezione durante metà ciclo di marea (cioè nella fase di flusso oppure nella fase di riflusso).

guente riduzione dell'idroperiodo sulla stessa favorendo la proliferazione di biomassa vegetale. Da un punto di vista idrodinamico, l'effetto della vegetazione è quello di incrementare la resistenza al moto del fluido, favorendo quindi la concentrazione della portata fluente all'interno del canale. Dal punto di vista morfodinamico, l'effetto della vegetazione è quello di favorire il deposito di sedimenti sulla barena, sia a causa del deposito di materia organica dovuto alla mortalità delle piante che per l'effetto di intrappolamento dei sedimenti trasportati in sospensione dalla corrente.

2.1 Il modello quasi-statico

Si consideri un canale di marea rettilineo, che si forma su un bacino a marea di forma rettangolare avente ampiezza B_T e larghezza L_U , quindi con un'area di drenaggio iniziale pari a $A_D = B_T L_U$.

Il modello bidimensionale proposto da [Fagherazzi and Furbish, 2001] [7] considera dei valori di portata scaricata costanti, imposti *a priori*. Seguendo l'approccio proposto da [A. D'Alpaos, Lanzoni, S. Mudd, Fagherazzi, 2006] [8], si preferisce considerare un livello idrico variabile nel tempo, a cui consegue una portata anch'essa variabile nel tempo sulla base di un modello *quasi-statico* di propagazione dell'onda di marea.

L'ipotesi fondamentale che sta alla base del modello quasi-statico è quella di assumere che il canale sia *sufficientemente corto* rispetto alla lunghezza d'onda, così che ad ogni istante temporale t del ciclo di marea, ogni punto del bacino è caratterizzato dalla stessa elevazione idrica, imposta nella sezione di imbocco del canale dalla marea stessa.

La forzante di marea, misurata rispetto al livello medio del mare (MSL), viene assunta di forma sinusoidale:

$$H(t) = a_0 \cos(\omega t) \quad (2.1)$$

dove $H(t)$ è l'elevazione idrica istantanea (rispetto al MSL), a_0 è l'ampiezza dell'onda di marea, $\omega = 2\pi/T$ è la pulsazione con T periodo dell'onda.

In base alla definizione di modello quasi-statico, la portata istantanea che defluisce attraverso la generica sezione del canale si scrive:

$$Q(x, t) = \frac{dV}{dt} \quad (2.2)$$

dove $V(t)$ è il volume istantaneo a monte della sezione considerata:

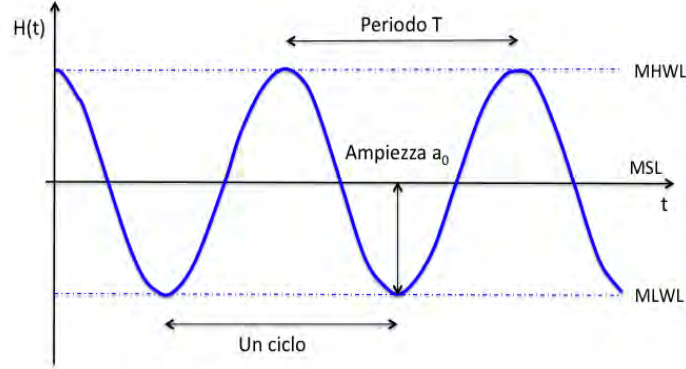


Figura 2.2: Forzante di marea sinusoidale

$$V(x, t) = \int_{A_{wet}} [H(t) - \eta] dA \quad (2.3)$$

dove $A(t)$ è l'area liquida del bacino drenata dalla sezione corrente, $\eta(x, y, t)$ è la quota locale del fondale.

Si noti come, al variare della quota locale del fondale, questo modello permetta di considerare l'influenza dell'idroperiodo sul volume totale defluito, valutando quest'ultimo istante per istante sulla base della sola *porzione bagnata* di area drenata.

Il modello quasi-statico rappresentato dalle equazioni (2.2) e (2.3) è applicabile a canali di marea relativamente corti, tipici delle aree lagunari costiere soggette a marea semidiurna, e tiene conto dei picchi di flusso e velocità che si verificano a causa dell'emersione/sommersione della barena all'interno del ciclo di marea.

2.2 Idroperiodo

Si consideri la situazione in cui il livello istantaneo del fondo del canale sia fisso in corrispondenza del MSL: durante il ciclo di marea, il fondale risulterà quindi sommerso dall'acqua solo per una frazione del periodo T . Questa frazione risulta tanto maggiore quanto minore è la quota del fondale (fino al caso estremo in cui il fondale è sempre sommerso) e, viceversa, risulta tanto minore quanto maggiore è la quota del fondale (fino al caso estremo in cui la barena è completamente emersa).

Si definisce *idroperiodo* la frazione ΔT del periodo di marea T , durante la quale il fondale si trova ad una quota inferiore al livello idrico istantaneo.

Data una forzante di marea di tipo sinusoidale:

$$\eta_0(t) = -H_m \cos(\omega t) \quad (2.4)$$

chiamando z la quota del fondale, l'idroperiodo si individua risolvendo la seguente equazione:

$$\phi = \eta_0 - z = 0 \quad (2.5)$$

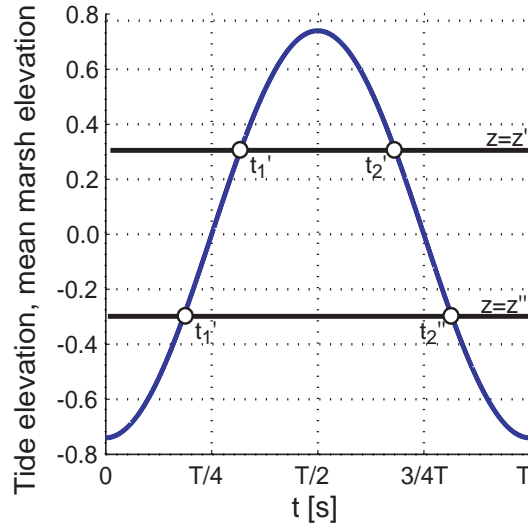


Figura 2.3: Valutazione idroperiodo

Essendo la forzante η_0 periodica con periodo T , in riferimento alla figura 2.3 l'equazione (2.5) fornisce due soluzioni:

$$\begin{aligned} t_1 &= \frac{1}{\omega} \arccos\left(-\frac{z}{H_m}\right) \\ t_2 &= T - t_1 \end{aligned}$$

in base alle quali è facile determinare l'espressione dell'idroperiodo, che risulta:

$$\Delta T = t_2 - t_1 = T \left[1 - \frac{1}{\pi} \arccos\left(-\frac{z}{H_m}\right) \right] \quad (2.6)$$

Questo parametro di natura idrodinamica, riveste un ruolo fondamentale nell'analisi dell'evoluzione morfologica del canale. Infatti, le formule che verranno impiegate per il

calcolo dei flussi di sedimenti dipendono in maniera diretta dall'idroperiodo, in quanto è proprio il flusso di corrente che permette la movimentazione dei sedimenti all'interno del canale.

Il modello idrodinamico descritto al paragrafo 2.1 è in questo senso un modello ottimale, perché tiene conto degli effetti dell'idroperiodo in maniera diretta.

2.3 Sforzi tangenziali e velocità

La modellazione dell'evoluzione morfodinamica di un canale a marea richiede, ad ogni istante temporale, una stima degli sforzi tangenziali al fondo. La forma del canale, infatti, dipende dalla distribuzione degli sforzi tangenziali lungo la sezione che, a sua volta, stabilisce come le velocità sono distribuite lungo la sezione stessa contribuendo a generare la portata trasportata Q . Ad ogni time-step, la portata calcolata con (2.2) viene impiegata per modellare la distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo.

Per fare questo, la forma della generica sezione trasversale del canale viene descritta attraverso il sistema di riferimento curvilineo (x, n, ζ) illustrato in figura 2.4, dove x rappresenta la coordinata longitudinale, n è la coordinata trasversale curvilinea (con origine in corrispondenza dell'asse del canale) e ζ è la coordinata localmente normale al fondo del canale. Inoltre, z rappresenta l'asse verticale rivolto verso l'alto mentre x e y individuano il piano di riferimento orizzontale coincidente con il livello medio mare (MSL).

Le distanze trasversali misurate lungo la superficie riferita a diverse coordinate trasversali n sono, in generale, diverse spostandosi da una coordinata trasversale all'altra, per effetto della curvatura dell'asse di riferimento trasversale. Si definisce il coefficiente metrico trasversale h_n , come:

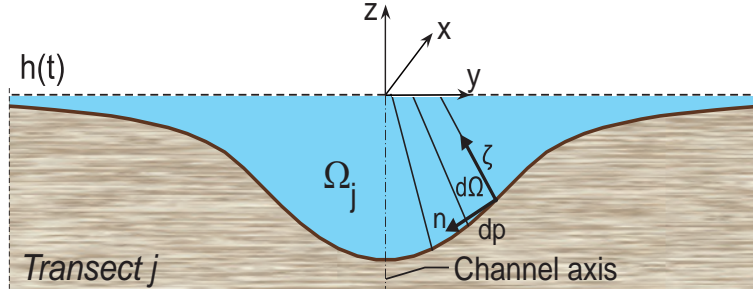
$$h_n = 1 - \frac{\zeta}{R} \quad (2.7)$$

in cui:

$$R = -\frac{1}{\cos \alpha} \frac{\partial^2 D}{\partial n^2}, \quad \cos \alpha = \sqrt{1 - \left(\frac{\partial D}{\partial n} \right)^2}$$

il quale tiene conto del problema della curvatura. Qui R rappresenta il raggio di curvatura del fondo inclinato, α è l'angolo che la verticale z forma con la normale locale del fondo ζ e D è la profondità locale della corrente.

Si consideri ora l'equazione di bilancio della quantità di moto in direzione longitudinale, mediata sulla turbolenza:

**Figura 2.4:** Rappresentazione della generica sezione trasversale

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{v}{h_n} \frac{\partial u}{\partial n} + w \frac{\partial u}{\partial \zeta} = -\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p}{\rho} + gh \right) + \frac{1}{\rho h_n} \left[\frac{\partial(h_n T_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial T_{nx}}{\partial n} + \frac{\partial(h_n T_{\zeta x})}{\partial \zeta} \right] - \frac{v^2 + T_{nn}}{h_n} \frac{\partial h_n}{\partial x} \quad (2.8)$$

dove u, v, w sono le componenti della velocità lungo gli assi x, y, z , rispettivamente, p è la pressione, ρ è la densità del fluido, g è l'accelerazione di gravità, h è la quota rispetto al sistema di riferimento, $T_{xx}, T_{nx}, T_{\zeta x}$ sono le componenti del tensore degli sforzi tangenziali di normale x e T_{nn} è la n -esima componente del tensore degli sforzi tangenziali di normale n .

Nel caso specifico in esame, si possono fare le seguenti ipotesi semplificative sull'equazione (2.8):

1. la scala orizzontale dei principali processi idrodinamici è dominante rispetto alla profondità locale del moto, pertanto il gradiente della quota piezometrica $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p}{\rho g} + h \right)$ può essere sostituito con il gradiente della linea dell'energia $\frac{\partial H}{\partial x}$;
2. il campo di moto varia gradualmente nel tempo, pertanto il termine di accelerazione temporale $\frac{\partial u}{\partial t}$ può essere trascurato;
3. il campo di moto viene considerato prevalentemente unidirezionale, pertanto le correnti trasversali secondarie possono essere, in prima approssimazione, trascurate;
4. variazioni longitudinali del coefficiente metrico trasversale, definito con l'equazione (2.7), sono trascurabili;
5. le variazioni degli sforzi tangenziali al fondo in direzione longitudinale sono trascurabili rispetto alle stesse in direzione trasversale e verticale.

Sulla base di queste ipotesi, l'equazione (2.8) viene integrata lungo ζ , dal fondo ($\zeta = \zeta_0$) alla superficie libera ($\zeta = D_\zeta$, dove $D_\zeta = D / \cos \alpha$ è la distanza della superficie libera

dal fondo lungo la coordinata normale ζ), imponendo le condizioni al contorno cinematica e dinamica sulla superficie libera:

$$\left[\frac{\partial D_\zeta}{\partial t} + u \frac{\partial D_\zeta}{\partial x} + \frac{v}{h_n} \frac{\partial D_\zeta}{\partial n} - w \right]_{\zeta=D_\zeta} = 0, \quad \left[T_{\zeta x} - \frac{1}{h_n} \frac{\partial D_\zeta}{\partial n} T_{nx} - T_{xx} \frac{\partial D_\zeta}{\partial x} \right]_{\zeta=D_\zeta} = 0 \quad (2.9)$$

e sul fondo:

$$\left[\frac{\partial \zeta_0}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta_0}{\partial x} + \frac{v}{h_n} \frac{\partial \zeta_0}{\partial n} - w \right]_{\zeta=\zeta_0} = 0, \quad \left[T_{\zeta x} - \frac{1}{h_n} \frac{\partial \zeta_0}{\partial n} T_{nx} - T_{xx} \frac{\partial \zeta_0}{\partial x} \right]_{\zeta=\zeta_0} = 0 \quad (2.10)$$

Inoltre, ipotizzando che l'intensità del vettore velocità si possa approssimare con l'intensità di portata mediata sulla sezione trasversale, U_Ω [Lundgren and Jonnson, 1964] [14] [Parker, 1978] [15], è possibile ricavare la seguente espressione per gli sforzi tangenziali al fondo in direzione longitudinale:

$$\tau(x, n, t) = \rho g S \frac{d\Omega}{dn} + \frac{d}{dn} \int_{\zeta_0}^{D_\zeta} T_{nx} d\zeta \quad (2.11)$$

dove

$$S = -\frac{\partial}{\partial x} \left(H + \frac{U_\Omega^2}{2g} \right)$$

è la pendenza della linea dell'energia in direzione longitudinale, $d\Omega$ è la porzione di area trasversale compresa fra due normali al fondo adiacenti e

$$\frac{d\Omega}{dn} = \int_{\zeta_0}^{D_\zeta} h_n d\zeta$$

L'equazione (2.11) fu originariamente impiegata da [Glover and Florey, 1951] [16] e [Pizzuto, 1990] [17] in campo fluviale, ma successivamente [Fagherazzi and Furbish, 2001] [7] e [D'Alpaos et. al., 2006] [8] la adattarono allo studio dell'evoluzione morfologica di canali a marea. Essa ipotizza implicitamente che la distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo lungo la sezione sia determinata dall'equilibrio fra la forza di resistenza al moto, la componente in direzione del moto della forza peso del fluido e la componente in direzione del moto della forza causata dagli scambi laterali di quantità di moto. Come accennato in precedenza, occorre precisare che l'equazione (2.11) non considera i flussi secondari della corrente in direzione trasversale, che idealmente possono generarsi come conseguenza dello scambio di portata al confine fra il canale e la barena adiacente, oppure a causa del progressivo allargamento della sezione del canale in direzione longitudinale, oppure ancora a causa alla curvatura dell'asse del canale.

Si può osservare che l'equazione (2.11) permette di calcolare, ad ogni istante del ciclo di marea, la distribuzione degli sforzi tangenziali lungo la sezione trasversale, $\tau(x, n, t)$, necessari a calcolare l'evoluzione del fondale. Inoltre, essi permettono di calcolare le corrispondenti componenti di velocità mediate sulla verticale $U(x, n, t)$, le quali possono essere utilizzate per calcolare una stima della portata $Q^*(x, t)$ passante attraverso la generica sezione, che dipende da un valore a priori incognito della pendenza della linea dell'energia S . Questa stima della portata $Q^*(x, t)$ viene successivamente confrontata con il valore reale di $Q(x, t)$ fornito dall'equazione (2.2), con lo scopo di determinare per via iterativa la corretta pendenza S e, conseguentemente, la corretta distribuzione degli sforzi tangenziali e delle velocità lungo la sezione. Partendo da un valore di primo tentativo di S , viene stimato un corrispondente valore di primo tentativo per Q^* attraverso la risoluzione dell'equazione (2.11): se questo valore di Q^* risulta maggiore (minore) del valore reale Q , si riduce (incrementa) la pendenza della linea dell'energia S fino a convergenza, cioè quando $|Q^* - Q|$ è inferiore ad una tolleranza prefissata [Fagherazzi and Furbish, 2001] [7].

Per risolvere l'equazione (2.11) è necessario sviluppare il termine T_{nx} che compare all'interno dell'integrale. Ipotizzando una legge di chiusura della turbolenza alla Boussinesq, le componenti del tensore degli sforzi tangenziali di normale x si scrivono:

$$(T_{xx}, T_{nx}, T_{\zeta x}) = \rho \nu_T \left(\frac{\partial u}{\partial x}, \frac{1}{h_n} \frac{\partial u}{\partial n}, \frac{\partial u}{\partial \zeta} \right) \quad (2.12)$$

dove ν_T è la *eddy-viscosity* o *viscosità cinematica turbolenta*.

Introducendo la coordinata normale al fondo adimensionalizzata

$$\hat{\zeta} = \frac{\zeta}{D_\zeta}$$

che varia nell'intervallo $[0, 1]$, si ipotizza dapprima una distribuzione parabolica della eddy-viscosity lungo la normale, avente la forma:

$$\nu_T(\hat{\zeta}) = u_* D_\zeta \Gamma(\hat{\zeta}) \quad (2.13)$$

dove $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$ è la velocità di attrito, D_ζ è la distanza della superficie libera dal fondo lungo la coordinata normale e

$$\Gamma(\hat{\zeta}) = k \hat{\zeta} (1 - \hat{\zeta})$$

è una funzione adimensionale con andamento parabolico, in cui k è la costante di Von-Karman.

Successivamente, si ipotizza una distribuzione logaritmica della velocità della corrente u lungo la normale, avente la forma:

$$u(\hat{\zeta}) = \frac{U}{C_{ond}} \Theta(\hat{\zeta}) \quad (2.14)$$

in cui U è il valore della velocità mediato sulla verticale,

$$C_{ond} = \frac{U}{u_*}$$

è il valore localizzato della conduttanza di flusso. Questa quantità adimensionale è data dal rapporto χ/\sqrt{g} , dove $\chi = K_s R_h^{1/6}$ è il coefficiente di resistenza al moto secondo Chézy, K_s è il coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler e R_h è il valore localizzato del raggio idraulico. Infine

$$\Theta(\hat{\zeta}) = \frac{1}{k} \left(\ln \frac{\hat{\zeta}}{\hat{\zeta}_0} \right)$$

è una funzione adimensionale con andamento logaritmico, in cui k è di nuovo la costante di Von Karman e

$$\hat{\zeta}_0 = \exp(-kC_{ond} - 1)$$

è la distanza di riferimento dal fondo, tale per cui la velocità mediata sulla verticale sia uguale al suo valore medio U .

Richiamando l'equazione (2.12) e sostituendo le equazioni (2.13) e (2.14) in (2.11), si ottiene l'espressione:

$$\tau = \rho g S \frac{d\Omega}{dn} + \frac{1}{2} \frac{d}{dn} \left(\Upsilon C_{ond} D_\zeta^2 \frac{d\tau}{dn} \right) \quad (2.15)$$

dove

$$\Upsilon = \int_0^1 \Gamma(\hat{\zeta}) \Theta(\hat{\zeta}) d\hat{\zeta}$$

Si noti che l'integrale Υ dipende implicitamente dalla coordinata trasversale n , attraverso la conduttanza C_{ond} , la quale influenza la forma della funzione Θ . L'integrale Υ può essere calcolato analiticamente come:

$$\Upsilon = \frac{1}{6} \ln \left(\frac{1}{\hat{\zeta}_0} \right) - \frac{1}{9} \hat{\zeta}_0^3 + \frac{1}{4} \hat{\zeta}_0^2 - \frac{5}{36} \quad (2.16)$$

La risoluzione dell'equazione (2.15) si completa andando a sostituire Υ con la (2.16), ed imponendo le condizioni al contorno alle estremità della sezione: esse prevedono che,

in questi punti, gli scambi laterali di quantità di moto siano identicamente nulli ad ogni istante del ciclo di marea, cioè:

$$\tau_0 = \rho g S D, \quad n = \pm B/2 \quad (2.17)$$

dove D è il tirante idrico localizzato.

2.4 Sforzi tangenziali e velocità in presenza di vegetazione

Quanto detto al paragrafo 2.3 vale nel caso di sezione non vegetata, in cui si assume che il coefficiente di resistenza al moto sia uniforme in tutti i punti della sezione.

Nel caso in cui la sezione risulti parzialmente vegetata, l'ipotesi di distribuzione logaritmica delle velocità lungo la normale al fondo non è più valida nei punti in cui si manifesta la presenza di biomassa. In questi punti, infatti, la distribuzione delle velocità è fortemente influenzata dalla vegetazione presente [Leonard and Luther, 1995] [18] [Nepf and Vivoni, 2000] [19] e la resistenza al moto della corrente è variabile in funzione della quantità di biomassa.

In questo senso, l'equazione (2.11) può essere applicata solo alla porzione non vegetata della sezione, localizzata prevalentemente nella parte centrale, in riferimento ad una certa frazione Q_{ch} della portata totale Q :

$$Q_{ch} = Q - Q_{veg}$$

a cui va sottratta la frazione di portata Q_{veg} che fluisce sulla porzione vegetata di sezione.

Si consideri il caso di sezione parzialmente vegetata, schematizzato in figura 2.5.

Si distinguono principalmente due porzioni di sezione:

- **parte centrale non vegetata:** la distribuzione delle velocità è di tipo logaritmico, e gli sforzi tangenziali al fondo si calcolano con l'approccio di Pizzuto (eq. (2.11));
- **barene vegetate:** la distribuzione delle velocità è fortemente influenzata dalla vegetazione, e per calcolare gli sforzi tangenziali non si può utilizzare l'approccio di Pizzuto.

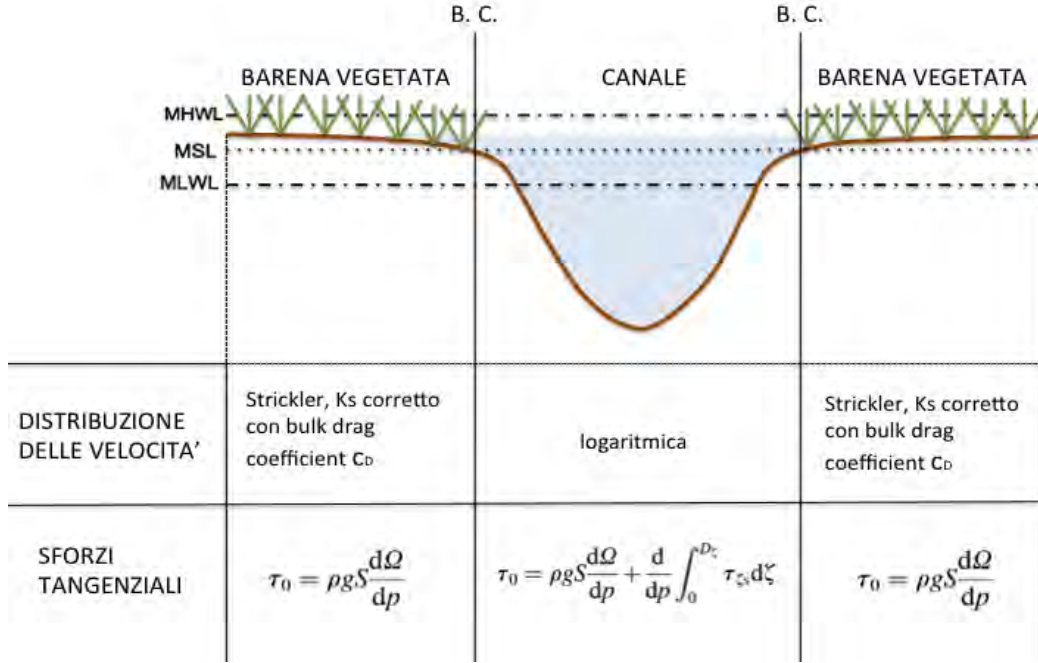


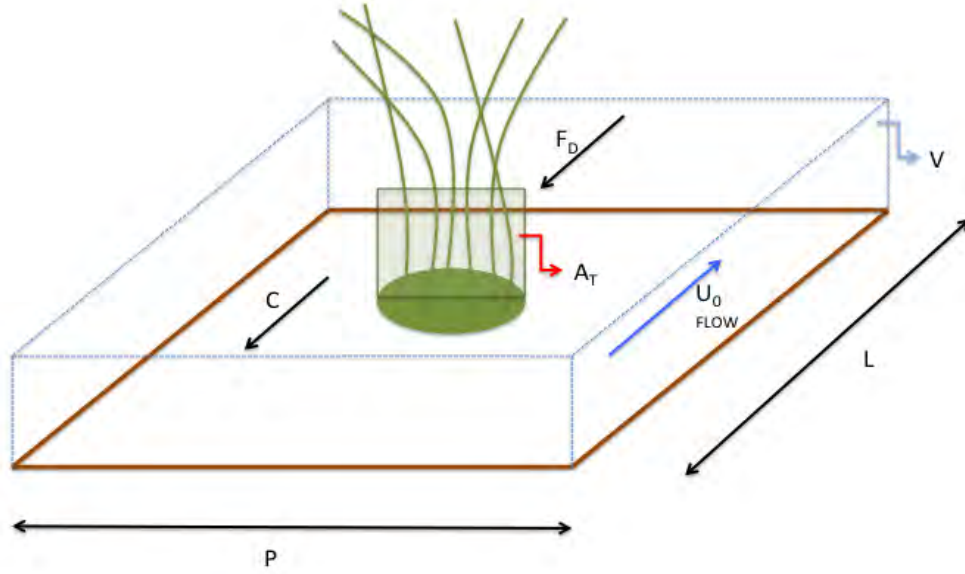
Figura 2.5: Schema sezione vegetata

In quest'ultima situazione, le condizioni al contorno (2.17) vengono imposte sui punti di separazione fra la porzione non vegetata e quella vegetata della sezione, e non più agli estremi della sezione stessa. Successivamente, gli sforzi tangenziali sulla porzione vegetata della sezione sono calcolati considerando esclusivamente il primo termine a secondo membro dell'equazione (2.11):

$$\tau_{veg} = \rho g S \frac{d\Omega}{dn} \quad (2.18)$$

Il secondo termine a secondo membro dell'equazione (2.11), che quantifica gli scambi laterali di quantità di moto, ha un effetto trascurabile sugli sforzi tangenziali quando il fondale è pressoché piatto, come accade sulla barena vegetata.

Per tenere conto della ridistribuzione della portata che si verifica quando una parte della sezione risulta essere vegetata, i flussi nel canale e sulla barena sono calcolati mediante l'approccio di Engelund [Engelund, 1966] [20]. In particolare, laddove si ha la presenza di vegetazione il coefficiente di resistenza al moto K_s da utilizzare nella formula di Strickler può essere valutato sulla base di osservazioni sperimentali [Nepf, 1999] [21], legando il *coefficiente di drag* c_D delle piante all'area proiettata in direzione del moto per unità di volume, a_s , e al diametro degli steli, d_s , entrambi direttamente collegati alla biomassa [Mudd et. al., 2004] [22], come sarà illustrato successivamente al paragrafo 2.5.

**Figura 2.6:** Schema equilibrio forze

Si consideri un fluido che si muove su una superficie vegetata con velocità media U_0 . In riferimento alla figura 2.6, l'equilibrio globale delle forze agenti sul volume di controllo si scrive:

$$\vec{F}_D + \vec{C} = \vec{G} \quad (2.19)$$

che proiettata nella direzione del moto diventa:

$$c_D A_T \rho \frac{U_0^2}{2} + \tau_0 P L = \gamma V S \quad (2.20)$$

dove:

- $F_D = c_D A_T \rho \frac{U_0^2}{2}$ è la componente nella direzione del moto della forza di drag, in cui c_D è il coefficiente di drag, A_T è l'area delle piante proiettata nella direzione del moto, U_0 è la velocità media della corrente;
- $C = \tau_0 P L$ è la componente nella direzione del moto della forza di resistenza dovuta agli sforzi tangenziali di fondo, in cui τ_0 è lo sforzo tangenziale al fondo, P è il perimetro bagnato, L è la lunghezza del tratto di fondale considerato;

- $G = \gamma VS$ è la componente nella direzione del moto della forza peso, in cui γ è il peso per unità di volume del fluido, V è il volume del fluido, S è la pendenza della linea dell'energia.

Poiché la resistenza al moto dovuta agli sforzi tangenziali sul fondo risulta trascurabile rispetto alla forza di drag della vegetazione, l'equazione (2.20) diventa:

$$c_D A_T \rho \frac{U_0^2}{2} = \gamma VS$$

e ponendo l'area proiettata nella direzione del moto per unità di volume

$$a_s = \frac{A_T}{V}$$

rimane:

$$gS = c_D a_s \frac{U_0^2}{2} \quad (2.21)$$

introducendo in (2.21) la relazione di Strickler $S = \frac{U^2}{K_s^2 R_H^{2/3}}$ si ricava:

$$K_s = \left[\frac{1}{2} c_D a_s \right]^{-1/2} D^{-2/3} g^{1/2} \quad (2.22)$$

Tramite l'equazione (2.22) è possibile calcolare il coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler, da utilizzare per valutare le velocità sulla porzione vegetata della sezione e quindi la ripartizione delle portate.

In base alle osservazioni sperimentali condotte da [Mudd *et. al.*, 2004] [22], il coefficiente di drag delle piante si può esprimere come:

$$c_d = \alpha_{c_D} b + c_{D0} \quad (2.23)$$

in cui c_{D0} è il coefficiente di drag in assenza di vegetazione, b è il valore locale della biomassa e α_{c_D} è un parametro di fitting che lega il coefficiente di drag alla biomassa.

Una volta determinata la distribuzione degli sforzi tangenziali in presenza di vegetazione $\tau_{veg}(x, n, t)$, si procede al calcolo della pendenza della linea dell'energia attraverso la procedura iterativa illustrata al paragrafo 2.3. In questo caso, la portata stimata Q^* sarà data dalla somma di due contributi:

$$Q^* = Q_{ch}^* + Q_{veg}^* \quad (2.24)$$

in cui

- Q_{ch}^* è la frazione di portata stimata che fluisce all'interno del canale, calcolata mediante la risoluzione dell'equazione (2.11) assumendo una distribuzione logaritmica delle velocità lungo la verticale;
- Q_{veg}^* è la frazione di portata stimata che fluisce sulla barena vegetata, calcolata mediante la risoluzione dell'equazione (2.18) assumendo un valore della velocità mediata sulla verticale che deriva dall'applicazione diretta della relazione di Strickler, corretta con l'equazione (2.22).

È da sottolineare come questa sia in realtà un'approssimazione, in quanto le reali velocità, la pendenza della linea dell'energia e il tirante idrico sono strettamente correlati fra loro attraverso l'equazione di continuità e l'equazione di bilancio della quantità di moto. Tuttavia, lo scopo di questa trattazione non è quello di descrivere dettagliatamente il campo di moto che si instaura su una palude salmastra attraversata da un'onda di marea, quanto piuttosto quello di fornire un modello geomorfologico semplificato che incorpori le principali caratteristiche che governano l'evoluzione di canali a marea.

2.5 Biomassa

Per analizzare il ruolo che la vegetazione esercita sulle portate fluenti all'interno della sezione del canale, ed anche sui fenomeni di deposito associati, occorre sviluppare un metodo che permetta di quantificare, in maniera semplice ma esaustiva, la biomassa presente sulla barena.

In questa tesi, si considera una superficie di barena popolata principalmente da *Spartina alterniflora*, specie molto diffusa in ambiente lagunare. Studi sperimentali a lungo termine condotti sul campo da [Morris and Haskin, 1990] [23] e [Morris et. al., 2002] [24], [Mudd et. al., 2004] [22] stabilirono che la biomassa di *S. alterniflora* può essere legata ai seguenti parametri:

- z_{max} massima quota del fondale che consente la crescita di vegetazione;
- z_{min} minima quota del fondale che consente la crescita di vegetazione;
- z quota locale del fondale.

Per effetto dell'idroperiodo, a misura che la quota del fondale aumenta, diminuisce la frazione di ciclo di marea in cui il suolo risulta sommerso: questo incrementa la salinità del fondale per evapotraspirazione, abbattendo la proliferazione delle piante. Numerosi studi

sperimentali [e.g., *Phleger, 1971*; *Webb, 1983*; *Morris, 2000*] [25] [26] [27] hanno infatti dimostrato come l'incremento della salinità nel fondale causato dall'evapotraspirazione sia in grado di limitare, se non del tutto estinguere, la proliferazione della vegetazione sulle barene.

Secondo quanto suggerito da [*Mudd et. al., 2004*] [22] è possibile esprimere il valore della biomassa nel modo:

$$b_{ps} = \begin{cases} 0 & z < z_{min} \\ b_{max} \frac{z_{max}-z}{z_{max}-z_{min}} & z_{min} \leq z \leq z_{max} \\ 0 & z > z_{max} \end{cases} \quad (2.25)$$

in cui b_{ps} è la biomassa [g/m^2] espressa in funzione della quota, b_{max} è il massimo valore di biomassa. L'andamento dell'equazione (2.25) è illustrato in figura 2.7.

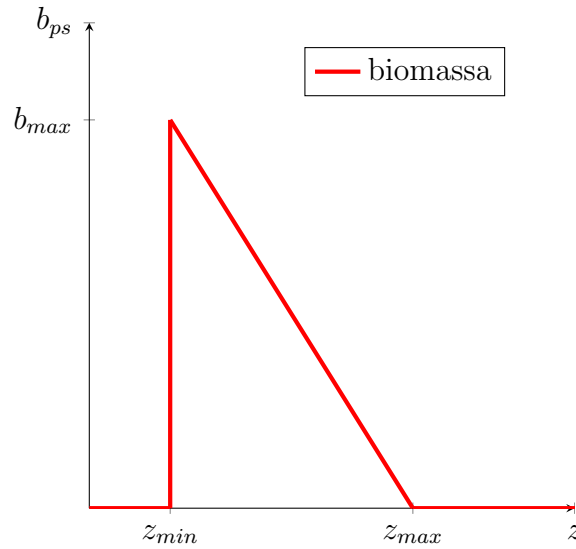


Figura 2.7: andamento della biomassa in funzione di z

Inoltre, per tenere conto della variabilità stagionale della biomassa, il valore b_{ps} viene corretto con la seguente espressione:

$$b = \frac{b_{ps}(1 - \omega)}{2} \left[\sin \left(\frac{2\pi m}{12} - \frac{\pi}{2} \right) + 1 \right] + \omega b_{ps} \quad (2.26)$$

dove: $m = 1, 12$ sono i mesi, ω è un parametro adimensionale che tiene conto della riduzione di vegetazione nei mesi invernali. La periodicità della funzione biomassa b è data dalla funzione:

$$f = \sin \left(\frac{2\pi m}{12} - \frac{\pi}{2} \right) + 1 \quad (2.27)$$

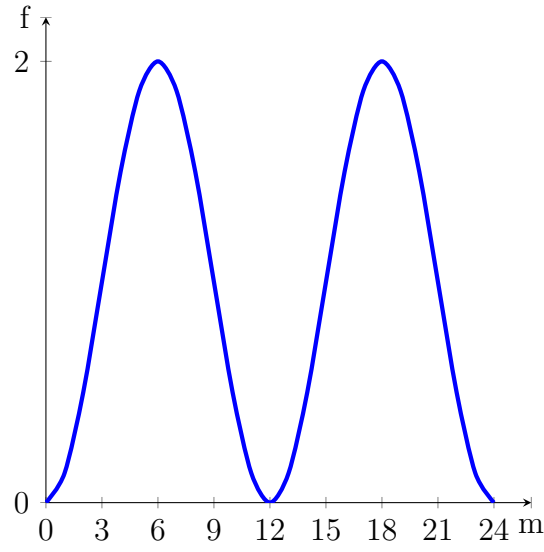


Figura 2.8: variazione stagionale della biomassa

e l'andamento dell'equazione (2.27) è illustrato in figura 2.8.

Si nota che la funzione è periodica con periodo $T = 12$ mesi, presenta i valori massimi in corrispondenza dei mesi estivi $m = 6 + nT$ (giugno) e i valori minimi in corrispondenza dei mesi invernali $m = 12 + nT$ (dicembre).

Le espressioni (2.26) e (2.25) possono essere utilizzate per calcolare il coefficiente di drag (2.23) e l'area delle piante proiettata nella direzione del moto per unità di volume:

$$a_s = \alpha_a b^{\beta_a} \quad (2.28)$$

necessaria per il calcolo del coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler modificato (2.22). Qui, α_a e β_a sono coefficienti empirici di origine sperimentale.

Capitolo 3

Morfodinamica

L'evoluzione morfodinamica del fondale è determinata dalle leggi che ne governano la movimentazione dei sedimenti. Per poter applicare queste leggi, è necessario prima calcolare il campo di moto del fluido, in particolare sforzi tangenziali e velocità. Il presente modello si pone l'obiettivo di ricercare la condizione di equilibrio idro-morfodinamica del canale, data dall'equilibrio relativo fra il tasso di erosione, il tasso di deposizione di sedimento inorganico, il tasso di produzione di suolo organico e il sea level rise SLR. Questa condizione di equilibrio è valutata anche in funzione delle caratteristiche specifiche dei sedimenti che costituiscono il fondale.

3.1 Equazione di bilancio

L'evoluzione nel tempo della quota z del fondo, riferita al MSL, è governata dall'equazione di bilancio dei sedimenti scritta nella forma:

$$\frac{dz}{dt} = Q_s + Q_c + Q_o - E - R \quad (3.1)$$

I termini a secondo membro dell'equazione (3.1) rappresentano:

- Q_s il tasso di deposizione di sedimento inorganico, legato alla concentrazione di sedimenti in sospensione;
- Q_c il tasso di deposizione di sedimento inorganico in sospensione intrappolato dalla vegetazione, legato alla biomassa e alla concentrazione;
- Q_o il tasso di produzione di suolo organico, anch'esso legato alla biomassa;
- E il tasso di erosione del fondale;

- R il tasso di incremento del medio mare relativo, detto anche *sea level rise* (SLR).

È evidente dall'equazione (3.1) che l'equilibrio del fondale è raggiunto quando, punto per punto, è soddisfatta la condizione:

$$\frac{dz}{dt} = 0 \quad (3.2)$$

Tipicamente, il tasso di erosione E risulta significativo nei primi anni di vita del canale, quando questo risulta essere fortemente instabile a causa delle forti correnti che lo attraversano. Col procedere della simulazione, ed il conseguente stabilizzarsi del *tidal prism*, questo termine diventa trascurabile, e l'equilibrio morfodinamico viene raggiunto non appena i tassi di deposito inorganico Q_s , organico Q_o e trapping Q_c vengono bilanciati dall'accrescimento differenziale dato dal sea level rise R .

La corretta stima dei termini a secondo membro dell'equazione (3.1) assume, pertanto, un'importanza fondamentale per il raggiungimento degli obiettivi che il modello si pone.

3.2 Erosione

In letteratura sono disponibili numerose formulazioni, di natura sperimentale o empirica, per il calcolo del tasso di erosione E . Il presente modello considera la formulazione proposta da [Metha, 1984] [28], che si basa sull'ipotesi che le proprietà del fondale siano relativamente uniformi al variare della profondità, e che esso sia ben consolidato. Il tasso di erosione si può scrivere:

$$E = Q_{e0} \left[\frac{\tau - \tau_{ero}}{\tau_{ero}} \right] \quad se \quad \tau > \tau_{ero} \quad (3.3)$$

dove τ è il valore locale dello sforzo tangenziale al fondo valutato tramite le equazioni (2.11) e (2.18), Q_{e0} è un tasso di erosione costante di natura empirica che dipende dalle proprietà dei sedimenti, τ_{ero} è lo sforzo tangenziale critico per l'erosione, al di sopra del quale gli effetti di erosione diventano significativi.

L'andamento dell'equazione (3.3) è schematizzato in figura 3.1.

È importante sottolineare che il tasso di erosione è fortemente legato all'idroperiodo del ciclo di marea, e il suo contributo è importante nei primi anni di evoluzione, per poi ridursi progressivamente fino a scomparire con l'avanzare del tempo. Inoltre, il suo effetto si nota prevalentemente nella porzione canalizzata della sezione, dove si concentra la maggior parte del flusso, mentre sulla barena risulta di fatto trascurabile durante tutta l'evoluzione della porzione di bacino a marea simulata.

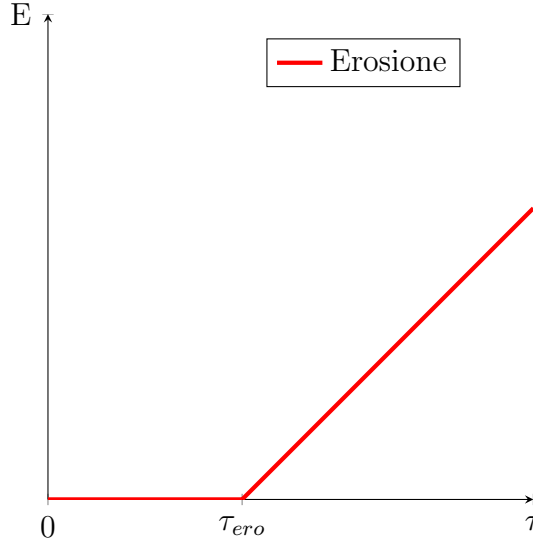


Figura 3.1: Schema erosione

3.3 Deposito organico

Il deposito organico Q_o è legato alla quantità di vegetazione presente sulla superficie. In particolare, all'aumentare della vegetazione aumenta anche il tasso di mortalità della stessa che produce suolo organico e contribuisce all'accrescimento della barena.

Talvolta, in condizioni ambientali e geologiche ottimali, l'intrappolamento di uno strato di suolo organico nel fondale e il successivo accrescimento di quest'ultimo, possono portare negli anni alla formazione di depositi di idrocarburi (tipicamente riserve di gas naturale).

Seguendo l'approccio proposto da [Randerson, 1979] [30] il deposito organico può essere espresso nel modo:

$$Q_o = Q_{b0} \frac{b}{b_{max}} \quad (3.4)$$

dove b_{max} è il massimo valore di biomassa, b è il valore locale della biomassa (per il calcolo della biomassa si rimanda al paragrafo 2.5), Q_{b0} è il massimo incremento in $[m/anno]$ che si verifica sulla barena per effetto del deposito organico. Valori tipici per Q_{b0} in barene colonizzate da *Spartina alterniflora* sono dell'ordine dei $2.5 \cdot 10^{-3} m/anno$. In realtà, la produzione organica di sedimento causata dalla presenza di vegetazione è un processo estremamente complesso, che coinvolge anche la produzione di apparati radicali, la decomposizione causata da batteri, la disponibilità di sedimenti e la salinità del sottosuolo. Attraverso l'equazione (3.4), per semplificare la trattazione, tutti questi

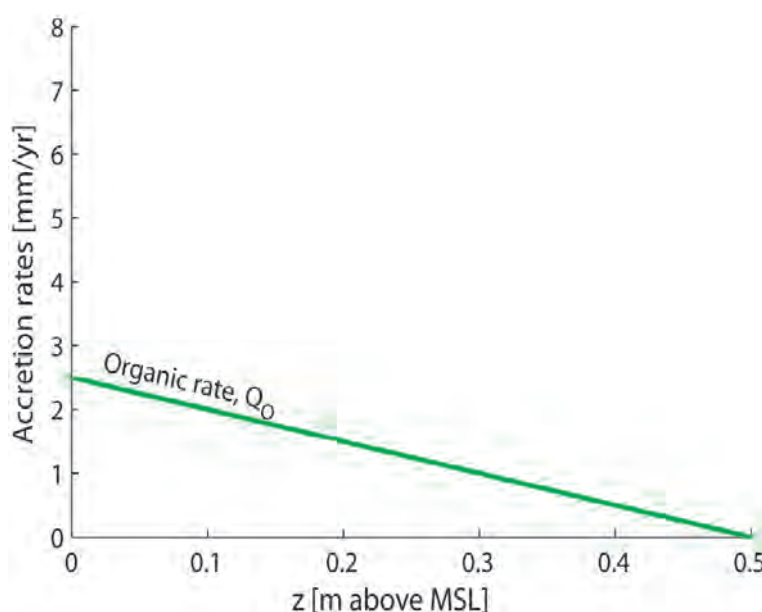


Figura 3.2: Schema deposito organico

fattori sono inglobati all'interno dell'unico parametro costante Q_{b0} , il cui valore è riferito alle caratteristiche specifiche dell'ambiente di studio.

L'equazione (3.4) varia linearmente in funzione della biomassa, quest'ultima a sua volta funzione lineare della quota. La figura 3.2 schematizza l'andamento del tasso di deposito organico in funzione della quota riferita al MSL relativo.

3.4 Deposito inorganico per intrappolamento

Oltre alla produzione di suolo organico, la presenza di vegetazione favorisce ulteriormente il deposito dei sedimenti inorganici in sospensione per l'effetto di intrappolamento, detto anche *trapping*. In realtà, il deposito dei sedimenti è favorito per due motivi:

- intrappolamento diretto dei sedimenti trasportati in sospensione dalla corrente, da parte delle piante e fogliame;
- riduzione dell'energia turbolenta posseduta dalla corrente, la quale permette ai sedimenti di rimanere sospesi nel fluido: studi sperimentali [Leonard and Luther, 1995] [18] hanno dimostrato come l'energia turbolenta del moto sia molto minore sulla barena vegetata rispetto a quella del canale.

Sulla base di quanto appena esposto, il tasso di deposito per intrappolamento può essere considerato proporzionale alla concentrazione di sedimenti in sospensione mediata

sulla verticale e al diametro degli steli delle piante. Seguendo la procedura proposta da [Palmer et. al., 2004] [31] si ottiene la seguente espressione:

$$Q_c = C_0 U_0 \eta d_s n_s h_s \quad (3.5)$$

dove C_0 è la concentrazione dei sedimenti in sospensione mediata sulla colonna d'acqua, U_0 è un valore tipico della velocità della corrente attraverso la vegetazione, d_s è il diametro degli steli delle piante, n_s è la densità degli steli per unità d'area, h_s è l'altezza media degli steli. Il termine η rappresenta l'efficienza di intrappolamento¹ e si esprime attraverso la seguente relazione empirica:

$$\eta = \alpha_n \left(\frac{u d_s}{\nu} \right)^{\beta_n} \left(\frac{d_p}{d_s} \right)^{\gamma_n} \quad (3.6)$$

dove d_p è il diametro delle particelle di sedimento, ν è la viscosità cinematica del fluido, α_n , β_n e γ_n sono coefficienti di derivazione sperimentale. Infine, il diametro degli steli, la densità degli steli per unità d'area e l'altezza media degli steli possono essere espressi tutti in funzione della biomassa nel modo:

$$d_s = \alpha_d b^{\beta_d}$$

$$n_s = \alpha_n b^{\beta_n}$$

$$h_s = \alpha_h b^{\beta_h}$$

dove α_d , β_d , α_n , β_n , α_h e β_h sono parametri di derivazione sperimentale.

Per quanto riguarda l'andamento dell'equazione (3.5), essa dipende indirettamente dalla biomassa, attraverso h_s , n_s e d_s , pertanto il suo andamento può essere assunto in prima approssimazione lineare in funzione della quota del fondo, similmente a quello di figura 3.2.

3.5 Deposito inorganico

Il tasso di deposizione di sedimento inorganico, detto anche *settling*, agisce in generale sull'intera sezione indipendentemente dal fatto che sia vegetata o meno. Insieme ai tassi di

¹Frazione di sedimenti trasportati in sospensione suscettibile all'effetto dell'intrappolamento da parte della vegetazione

deposito di tipo organico, esso rappresenta la causa principale dell'accrescimento relativo della barena rispetto al canale.

Anche per il calcolo di Q_s sono disponibili numerose formulazioni presenti in letteratura, in particolare in questo modello si considera quella proposta da [Einstein and Krone, 1962] [29], che svilupparono la seguente espressione:

$$Q_s = w_s C_0 \left[\frac{\tau_{dep} - \tau}{\tau_{dep}} \right] \quad se \quad \tau < \tau_{dep} \quad (3.7)$$

dove w_s è la velocità di caduta dei sedimenti in acque calme che dipende principalmente dalla forma e dimensione delle particelle (e.g., per $d_{50} = 50\mu m$, $w_s = 0.2 \text{ mm s}^{-1}$), C_0 è la concentrazione dei sedimenti in sospensione mediata sulla verticale di colonna d'acqua, τ_{dep} è lo sforzo tangenziale critico di deposito al di sotto del quale gli effetti di deposito risultano significativi.

L'andamento dell'equazione (3.7) è schematizzato in figura 3.3.

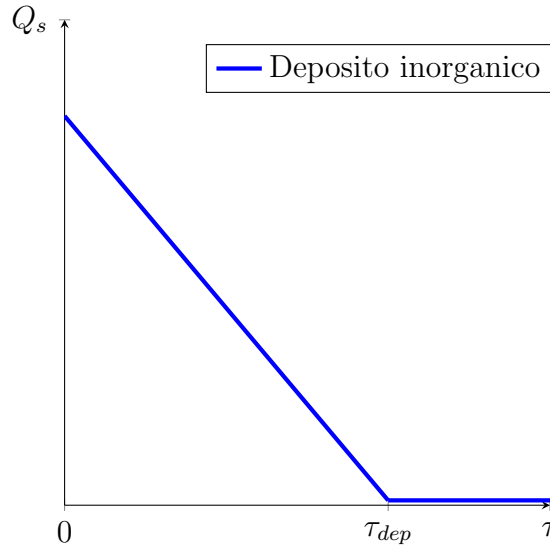


Figura 3.3: Schema deposito

Come per il tasso di erosione E , anche il tasso di deposito Q_s è fortemente legato all'idroperiodo. Tuttavia, al contrario del tasso di erosione, il tasso di deposito inorganico risulta essere sempre significativo a qualsiasi istante temporale: infatti, la periodicità della forzante di marea fa sì che all'interno del ciclo esista sempre un momento in cui il flusso si riduce fino quasi ad annullarsi, favorendo quindi il deposito dei sedimenti in sospensione. Questo non è altrettanto vero se si considera il tasso di erosione, in quanto ad un dato istante temporale non è detto che la quota del fondo sia tale per cui la marea

generi un flusso di portata di intensità sufficiente per erodere i sedimenti.

3.5.1 Concentrazione media di fase

Il tasso di deposito di tipo inorganico o *settling*, espresso dall'equazione (3.7), necessita di un'analisi più dettagliata.

In particolare, il valore *costante* da attribuire a C_0 deve essere ricavato analizzando come la concentrazione di sedimenti varia all'interno del ciclo di marea. In via del tutto generica, si può ipotizzare che la concentrazione media sia funzione sia del tempo che dello spazio:

$$C_0 = C_0(x, y, z, t) \quad (3.8)$$

Per quanto riguarda la dipendenza dallo spazio, l'idrodinamica semplificata del presente modello (vedi paragrafo 2.1) non tiene conto dei flussi di corrente che si possono generare in direzione trasversale, per i quali servirebbe almeno un approccio bidimensionale. Questo, di fatto, permette di trascurare in prima approssimazione la dipendenza di C_0 dallo spazio.

Rimane quindi da valutare come la concentrazione media C_0 vari nel tempo. Per fare questo, il presente modello si basa sui risultati ottenuti da [D'Alpaos et. al., 2011] [32].

Si consideri un sistema soggetto ad una forzante di marea di tipo semidiurno, avente ampiezza $H = 0.5 \text{ m}$ e periodo $T = 12 \text{ ore}$, "sollecitato" da una concentrazione di sedimenti in sospensione C_0 costante. In realtà, la concentrazione effettiva varia all'interno del ciclo di marea, e la sua variazione può essere determinata attraverso la risoluzione numerica dell'equazione di bilancio dei sedimenti sulla colonna d'acqua [D'Alpaos et. al., 2011] [32]. Il risultato di questa operazione è rappresentato in figura 3.4. In questa situazione, si ipotizza che il fondale si trovi a quota $z = -H$, cioè in corrispondenza del MLWL, così che l'idroperiodo coincide con il periodo T . Si nota come la variazione di concentrazione sia proporzionale alla derivata dH/dt :

- nella fase ascendente dell'onda di marea (fase di flusso) la corrente fornisce sedimenti in sospensione al sistema e la concentrazione, progressivamente, aumenta;
- in prossimità del colmo dell'onda di marea, la concentrazione all'interno del sistema è massima, e le basse velocità della corrente permettono ai sedimenti di depositarsi: è questa la fase del ciclo di marea a cui corrisponde il massimo tasso di deposito;

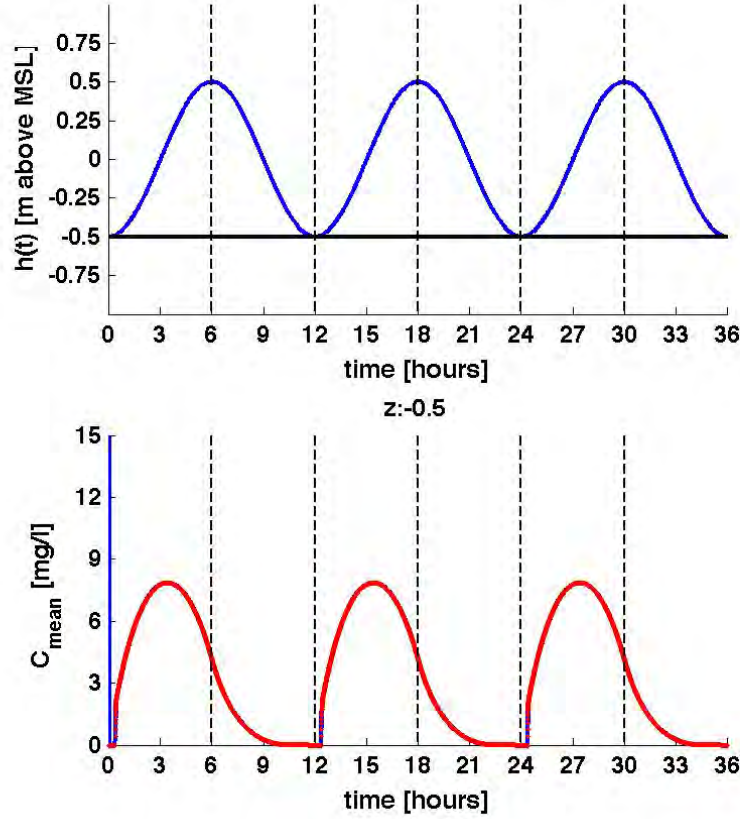


Figura 3.4: Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea

- nella successiva fase discendente dell'onda di marea (fase di riflusso) la corrente trascina via il sedimento sospeso e di conseguenza la concentrazione, progressivamente, diminuisce, fino ad annullarsi in corrispondenza del MLWT.

All'aumentare della quota del fondo, l'idroperiodo si riduce e l'effetto sull'andamento della concentrazione è rappresentato in figura 3.5. Anche in questo caso la concentrazione varia proporzionalmente a dH/dt , tuttavia si annulla il contributo nella prima porzione di ciclo, durante il quale il fondo è asciutto: questo comporta una riduzione del tasso di deposito complessivo all'interno del ciclo, tanto maggiore quanto più elevato è il livello del fondo, fino ad annullarsi per $z = +H$, cioè in corrispondenza del MHWL. Quest'ultima situazione è rappresentata in figura 3.6.

Si definisce *concentrazione media di fase* \bar{C} , il valore di concentrazione costante, mediato sul periodo T del ciclo di marea, che produce sul sistema lo stesso incremento di fondo che si avrebbe per effetto della variazione di concentrazione media effettiva.

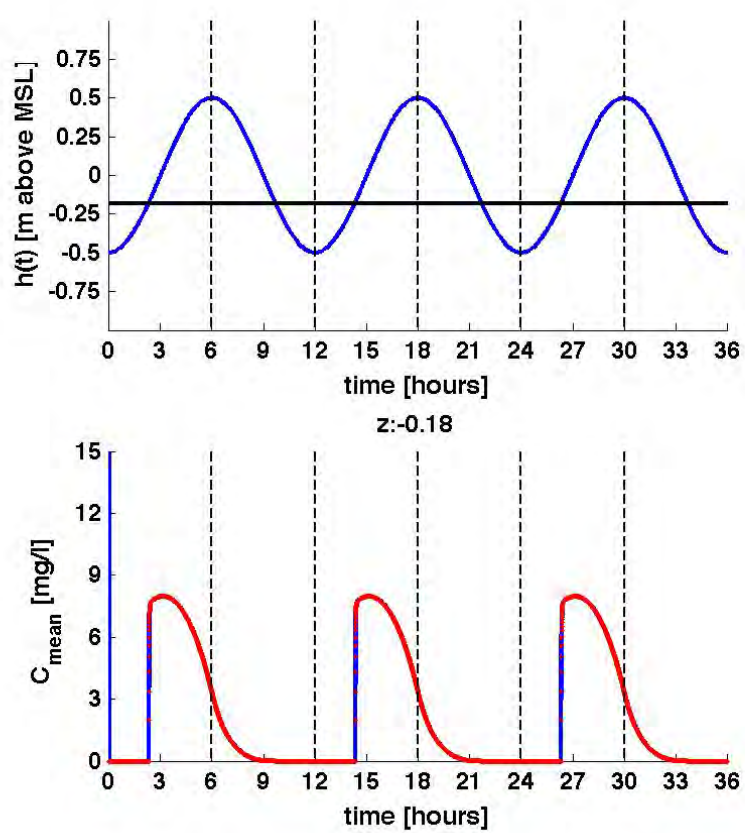


Figura 3.5: Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea: effetto dell'idroperiodo

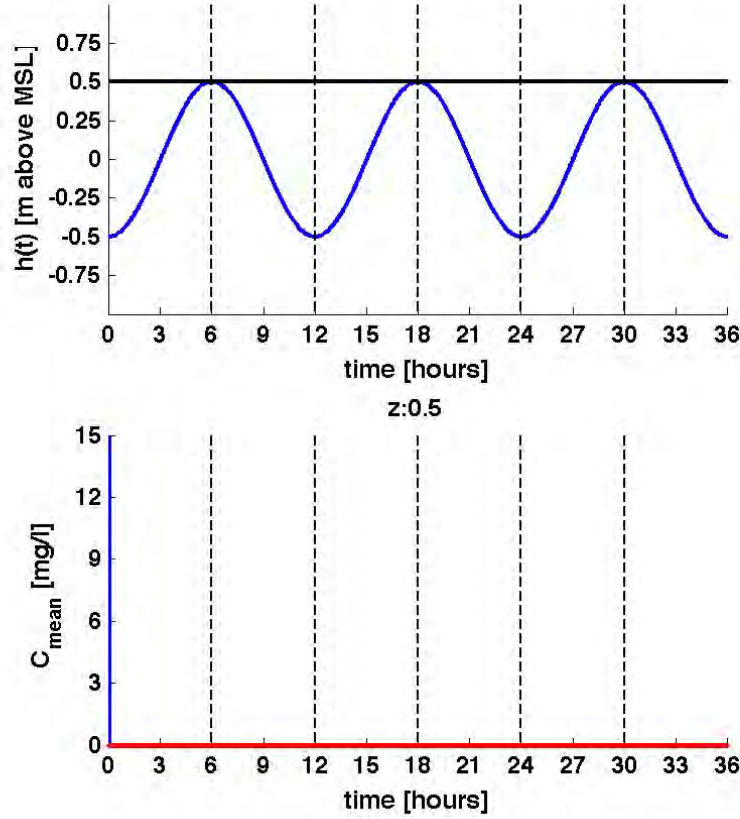


Figura 3.6: Variazione della concentrazione media all'interno del ciclo di marea: effetto dell'idroperiodo

Il valore di \bar{C} dipende chiaramente da quello di C_0 , e l'operazione di media sul ciclo è calcolata, per definizione, con il fondale posto a quota del MSL.

La concentrazione media di fase è quindi una grandezza mediata sia sulla colonna d'acqua che sul periodo dell'onda di marea. Essa permette il calcolo del tasso di deposito Q_s , considerando un nuovo valore di concentrazione media \hat{C}_0 costante ma ridotto, che tiene conto della variazione della C_0 durante il ciclo di marea. Il valore di \hat{C}_0 è funzione della quota del fondo, quindi è implicitamente funzione del tempo, e si può esprimere con la seguente legge di variazione lineare [D'Alpaos et. al., 2011] [32]:

$$\hat{C}_0(z(t)) = \bar{C} \left[1 - \frac{z}{H} \right] \quad (3.9)$$

dove H è l'ampiezza della forzante di marea e z è la quota del fondo. L'andamento di (3.9) è illustrato in figura 3.7 .

In tabella 3.1 sono raccolti alcuni valori di riferimento per il calcolo della \hat{C}_0 . In particolare, α_T rappresenta il tasso di incremento del fondale, espresso in $[mm/anno]$, riferito

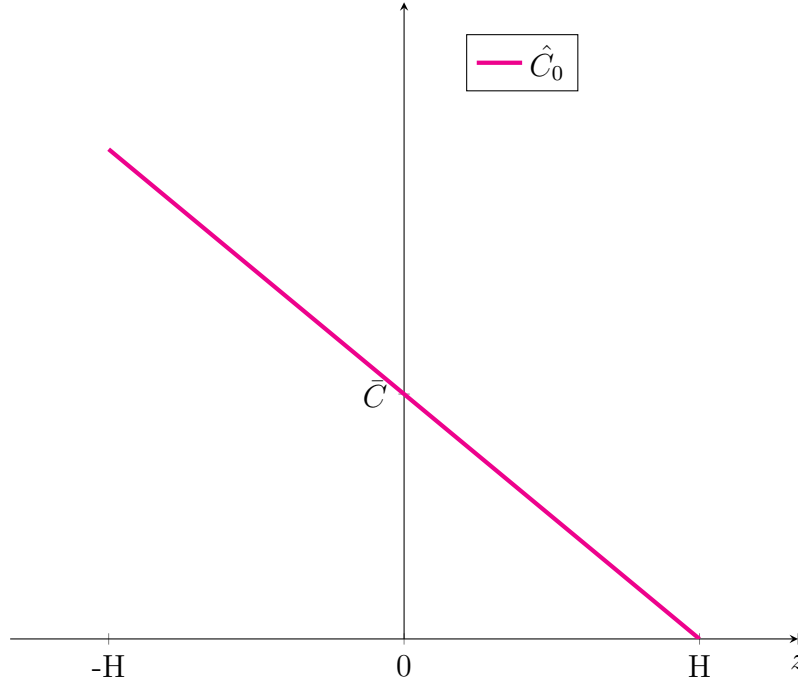


Figura 3.7: Concentrazione media di fase: variazione in funzione della quota del fondale

al corrispondente valore di \bar{C} e con il fondale a quota del MSL. Questo valore di α_T , è calcolato tramite l'integrazione di \bar{C} su T (vedi figura 3.5).

Infine, sostituendo (3.9) in (3.7) si ottiene l'espressione

$$Q_s = \hat{C}_0 w_s \left[\frac{\tau_{dep} - \tau}{\tau_{dep}} \right] \text{ se } \tau < \tau_{dep} \quad (3.10)$$

che è quella utilizzata dal modello per il calcolo del tasso di deposito di tipo inorganico.

C_0 <i>mg/l</i>	α_T <i>mm/anno</i>	\bar{C} <i>mg/l</i>
10	2.7	0.563
20	5.4	1.125
30	8.0	1.688
40	10.7	2.250
50	13.4	2.813
60	16.1	3.376

Tabella 3.1: Parametri per il calcolo di \hat{C}_0

3.6 Equilibrio morfodinamico

Si consideri un bacino a marea, costituito da una porzione centrale canalizzata e da un'adiacente barena ipotizzata pressoché orizzontale, sulla quale si ha la presenza di biomassa vegetale: tipicamente, la vegetazione sulla barena è presente in un intervallo di quote del fondo comprese fra il MSL e il MHWL. Sia allora z la quota locale rispetto al valore corrente del MSL, che varia per effetto del tasso di incremento del medio mare.

3.6.1 Equilibrio sulla barena

Per quanto riguarda il sistema barena si possono fare le seguenti considerazioni:

- le correnti sono in generale troppo deboli per permettere l'erosione, che viene quindi trascurata (i.e., $E = 0$);
- la vegetazione riveste un ruolo fondamentale per il raggiungimento della condizione di equilibrio.

In riferimento al paragrafo 3.1, sia Q_T il tasso di deposito totale di tipo inorganico, somma dei contributi dovuti al deposito inorganico per *settling* Q_s e all'intrappolamento da parte della vegetazione Q_c :

$$Q_T = Q_s + Q_c \quad (3.11)$$

Studi sperimentali hanno dimostrato che il contributo dovuto all'intrappolamento è, in generale, piccolo rispetto al *settling*. Inoltre, al variare della quota del fondo, Q_s aumenta al diminuire di Q_c e viceversa, così che la loro somma può essere ritenuta costante a parità di quota della superficie della barena [Marani et. al., 2010] [33].

Sia infine Q_o il tasso di deposito organico, funzione della biomassa e variabile linearmente rispetto alla quota della barena. In riferimento alla figura 3.8, il deposito totale è dato quindi dalla somma:

$$Q_D = Q_T + Q_o \quad (3.12)$$

Con queste posizioni, l'equazione (3.1) di bilancio dei sedimenti può essere scritta nella forma:

$$\frac{dz}{dt} = Q_D - R \quad (3.13)$$

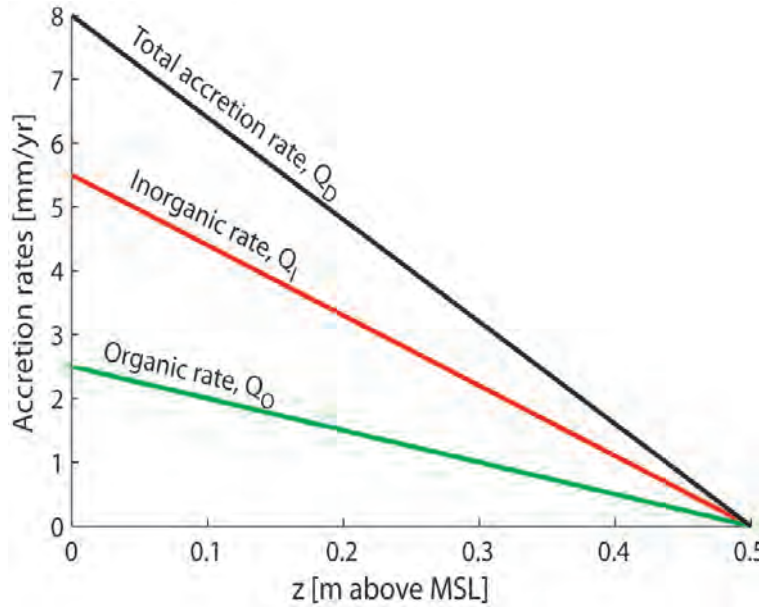


Figura 3.8: Andamento dei tassi di deposito sulla barena in funzione della quota del fondo

dove R rappresenta il valore del tasso di incremento del medio mare, ipotizzato costante nel tempo.

La quota di equilibrio z_{eq} della superficie di barena si trova imponendo che nell'equazione (3.13) sia $dz/dt = 0$, ovvero che il tasso totale di accrescimento Q_D sia pari al tasso di incremento del medio mare R :

$$Q_D = R \quad (3.14)$$

Pertanto, in presenza di condizioni opportune i meccanismi di equazione (3.14) permettono alle superfici di barena di accrescersi con un tasso che equilibra l'incremento del medio mare, mantenendo una quota stabile rispetto al MSL, nella zona intertidale. Questa situazione è schematizzata in figura 3.9.

Recenti studi di ecomorfodinamica lagunare hanno, tuttavia, messo in evidenza l'esistenza di tassi critici di incremento del livello medio mare, superati i quali gli ecosistemi barenali non sono più in grado di fronteggiare il SLR stesso, provocando una perdita di quota delle superfici di barena rispetto al MSL e la loro conseguente scomparsa [Marani *et. al.*, 2007] [34], [D'Alpaos, 2011] [35]. In riferimento alla figura 3.9, infatti, si osserva che:

- a parità di Q_D , un progressivo aumento del tasso di incremento del medio mare R comporta una riduzione della quota di equilibrio z_{eq} , che può eventualmente

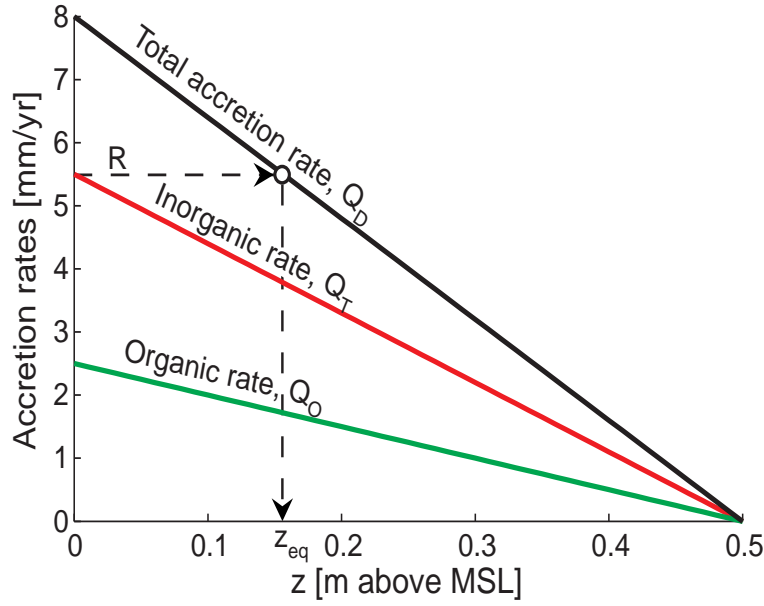


Figura 3.9: Equilibrio relativo tra il tasso di incremento della barena e il sea level rise

portarsi al di sotto del MSL con transizione da barena (vegetata) a bassofondo (non vegetato);

- sempre a parità di Q_D , una progressiva riduzione di R comporta un aumento di z_{eq} , che può eventualmente arrestarsi in corrispondenza del MHWL comportando la completa emersione della barena.

Si può quindi individuare un valore critico R_{cr} per cui se $R > R_{cr}$ le strutture di barena subiscono una transizione che le porta a trasformarsi in superfici di bassofondale.

La diminuzione della quota di equilibrio z_{eq} può essere anche causata dalla riduzione nella disponibilità di sedimento al di sotto di una certa soglia critica, riduzione che non permette alle barene di fronteggiare elevati tassi di incremento del medio mare. In riferimento alla figura 3.9, infatti, si osserva che:

- a parità di R , una riduzione nella disponibilità di sedimento comporta una riduzione della pendenza della retta Q_D , con conseguente approfondimento della quota di equilibrio z_{eq} che può eventualmente portarsi al di sotto del MSL con transizione da barena a bassofondo;
- sempre a parità di R , un aumento della disponibilità di sedimento comporta un aumento della pendenza di Q_D , con conseguente crescita di z_{eq} , che può eventual-

mente arrestarsi in corrispondenza del MHWL comportando la completa emersione della barena.

Per concludere, si sottolinea come l'accelerazione del tasso di incremento del medio mare e la diminuzione della disponibilità di sedimento, siano i principali fattori che controllano la sommersione e la conseguente scomparsa dei sistemi di barena.

3.6.2 Equilibrio nel canale

Per quanto riguarda il sistema canale si possono fare le seguenti considerazioni:

- tutti i punti canalizzati si trovano ad una quota ampiamente inferiore al MSL, impedendo la formazione di biomassa vegetativa;
- la concentrazione dei flussi di portata comporta l'instaurarsi, periodicamente, di correnti di forte intensità che favoriscono i processi di erosione.

Con queste posizioni, in riferimento all'equazione (3.1), si annullano i contributi al deposito organico Q_o e per intrappolamento Q_c . L'equazione di bilancio dei sedimenti può essere scritta nella forma:

$$\frac{dz}{dt} = Q_s - E - R \quad (3.15)$$

Si può osservare che, in termini relativi, il tasso di incremento del medio mare R ha lo stesso effetto del tasso di erosione E , cioè tendono entrambi ad approfondire la quota del canale. È possibile quindi inglobare questi due contributi in un unico termine:

$$Q_E = E + R \quad (3.16)$$

e l'equazione (3.13) diventa:

$$\frac{dz}{dt} = Q_s - Q_E \quad (3.17)$$

La quota di equilibrio z_{eq} del canale si trova imponendo che nell'equazione (3.17) sia $dz/dt = 0$, ovvero che il tasso di accrescimento inorganico Q_s sia pari al tasso di erosione totale Q_E :

$$Q_s = Q_E \quad (3.18)$$

In questo senso, è di fondamentale importanza la valutazione del contributo relativo a Q_E dato dai termini E ed R . L'evoluzione nel tempo del fondo del canale, in riferimento alle equazioni (3.17) e (3.16) può essere così descritta:

- nelle fasi iniziali, la concentrazione dei flussi di portata nel canale comporta l'instaurarsi di correnti molto forti e quindi un tasso di erosione E molto elevato rispetto ad R : questo genera una condizione fortemente instabile, in quanto il deposito inorganico Q_s non è in grado di bilanciare l'erosione E e la quota del fondale si riduce progressivamente ($dz/dt < 0$);
- ad un certo momento, il *tidal prism* si stabilizza diminuendo l'intensità delle correnti che attraversano il canale, ed il contributo all'erosione totale dato dal termine E si riduce fino ad annullarsi: l'erosione differenziale totale Q_E è a questo punto comandata dal solo R , e l'equilibrio del fondo viene raggiunto quando il tasso di deposito inorganico Q_s bilancia il tasso di incremento del medio mare R .

Si può concludere che la quota di equilibrio z_{eq} del canale, dopo una fase iniziale fortemente instabile, viene raggiunta quando si verifica:

$$Q_s = R \quad (3.19)$$

La condizione (3.19) dipende della disponibilità di sedimento, e può essere influenzata da valori critici del tasso di incremento del medio mare.

Capitolo 4

Il modello numerico

Nel presente capitolo viene illustrato il funzionamento del modello. Dopo una breve introduzione sull'approccio numerico impiegato per la discretizzazione del dominio di calcolo, si passerà ad analizzare la struttura del programma partendo dal MAIN PROGRAM per poi passare alle SUBROUTINE più significative.

4.1 Approccio numerico

Il modello considera un bacino a marea di forma rettangolare, avente larghezza B_T e lunghezza L_U , nelle simulazioni effettuate poste rispettivamente pari a 400 *m* e 3000 *m*.

La forzante di marea sinusoidale, di periodo $T = 12$ ore (semidiurna), ha un'ampiezza H_0 (assunta pari a 0.5 *m* nelle simulazioni).

Si vuole considerare una situazione iniziale in cui gran parte del dominio rimane allagato durante tutto il ciclo di marea: in queste condizioni l'idroperiodo ΔT è circa uguale al periodo T .

Il modello genera quindi una geometria iniziale uniforme su tutto il dominio di calcolo, con le quote dei punti di ogni sezione distribuite simmetricamente nell'intorno del MLWL sulla base di una legge sinusoidale. Questa funzione è tale per cui:

- lo scavo del canale viene localizzato nella parte centrale del dominio;
- le sezioni si sviluppano nel tempo mantenendo sempre una simmetria trasversale rispetto all'asse del canale.

La geometria iniziale è illustrata in figura 4.1 .

Il bacino rettangolare viene suddiviso in N sezioni trasversali ognuna composta da M nodi (pixel), come illustrato in figura 4.2 . Le N sezioni sono equispaziate lungo L_U ,

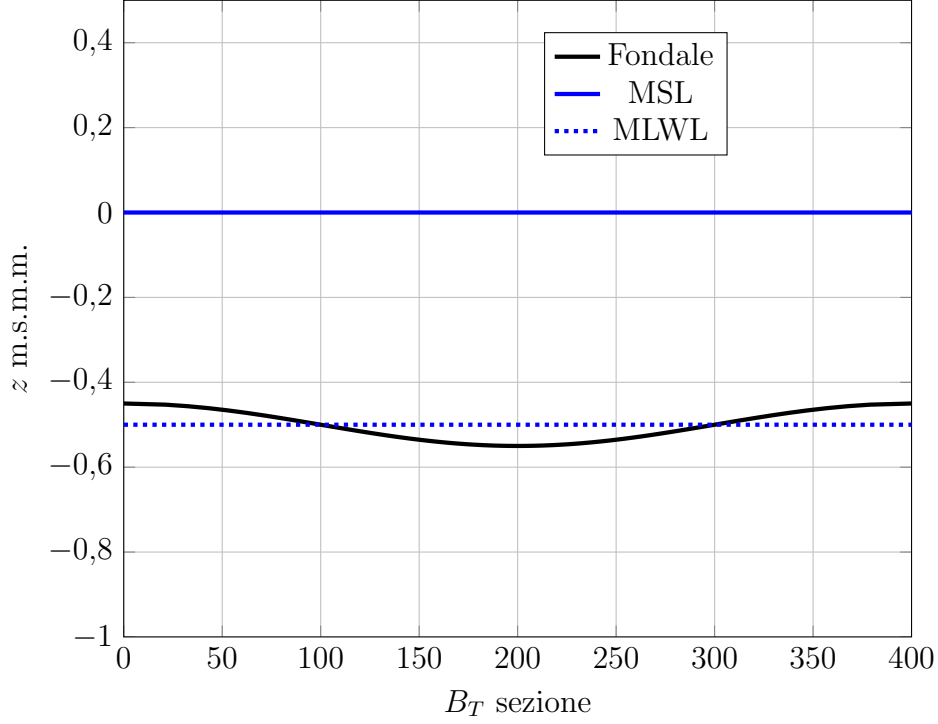


Figura 4.1: Geometria iniziale, uniforme su tutto il dominio

mentre gli M nodi sono spazati *logaritmicamente* sulla larghezza B_T della sezione, in maniera tale da avere una densità di pixel maggiore nella parte centrale dove si andrà a formare il canale, caratterizzata dalla presenza di forti curvature.

La portata istantanea Q_j^k che defluisce all'istante t_k attraverso la j -esima sezione è calcolata come:

$$Q_j^k = \frac{V_j^k - V_j^{k-1}}{t_k - t_{k-1}} \quad (4.1)$$

dove V_j^k è il volume totale a monte della j -esima sezione all'istante t_k :

$$V_j^k = \sum_{m=2}^j \frac{\Omega_m^k + \Omega_{m-1}^k}{2} \Delta L_m \quad (4.2)$$

in cui Ω_m^k e Ω_{m-1}^k sono le aree trasversali di due sezioni adiacenti all'istante t_k , separate da una distanza $\Delta L_m = x_m - x_{m-1}$.

Per quanto riguarda la prima sezione ($m = 1$), si assume che l'area afferente in corrispondenza della testa del canale abbia forma approssimativamente semicircolare e sia quindi caratterizzata da un'area $\Omega_1 = \pi B_T^2/8$.

Al fine di evitare forti "impulsi" di sedimenti nelle fasi iniziali della simulazione, quando la differenza fra la configurazione iniziale (piatta) e la configurazione finale di

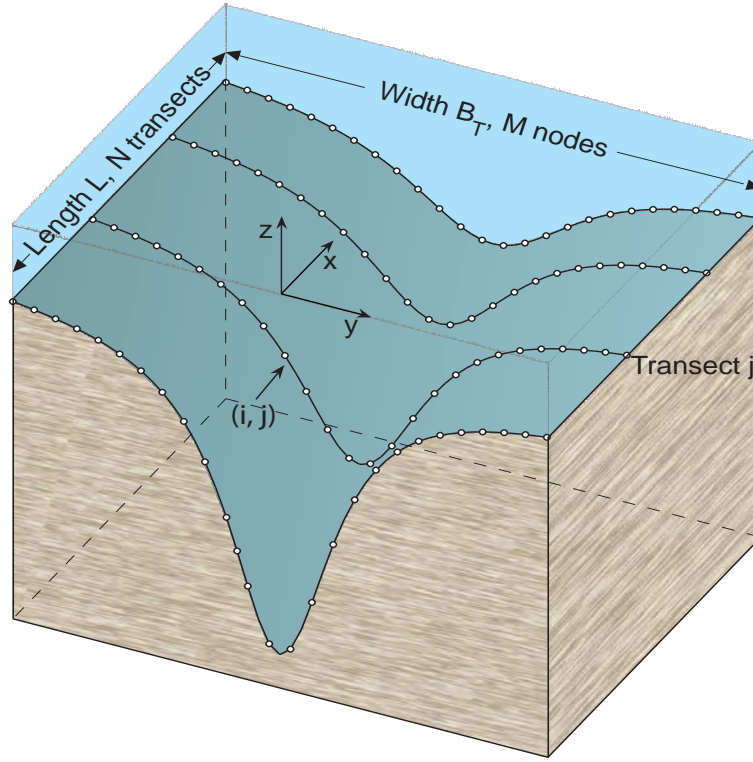


Figura 4.2: Schema discretizzazione dominio

equilibrio (incisa) del fondo è molto pronunciata, l'ampiezza della forzante di marea viene fatta incrementare gradualmente fino al suo valore reale H_0 .

La simulazione si ritiene conclusa al raggiungimento dell'equilibrio morfodinamico dell'intero bacino, cioè quando ciascun punto all'interno del dominio raggiunge asintoticamente una quota relativa al MSL che si mantiene costante nel tempo.

4.1.1 Il time-step morfologico

Il modello è strutturato sulla base di due diversi time-step:

- il time-step principale di evoluzione della quota del fondo:

$$\Delta t_{evo} = 1 \text{ mese} \quad (4.3)$$

- il time-step secondario di discretizzazione di due cicli di marea:

$$\Delta t_{tide} = \frac{24 \text{ ore}}{48} \quad (4.4)$$

Il modello aggiorna la quota del fondo ad ogni mese di simulazione. In riferimento all'equazione (3.1), ponendo $Q_{evo} = Q_s + Q_c + Q_o - E$ il contributo complessivo all'accrescimento della quota del fondo, risulta:

$$\Delta z_{evo} = Q_{evo} \Delta t_{evo} \quad (4.5)$$

Tuttavia, il calcolo dei contributi Q_{evo} viene eseguito con riferimento al time-step del ciclo di marea Δt_{tide} .

Il modello, pertanto, calcola i tassi di erosione e deposito nell'arco di due cicli di marea, pari a 24 ore, e suppone che essi si ripetano con le stesse caratteristiche nei rimanenti giorni del mese. I tassi di accrescimento Q_{evo} devono quindi essere moltiplicati per un nuovo fattore Δt_{morpho} , detto *time-step morfologico*, per essere consistenti con la scala temporale dell'equazione (4.5). L'operazione da fare è la seguente:

$$\hat{Q}_{evo} = Q_{evo} \Delta t_{morpho} \quad (4.6)$$

e l'espressione (4.5) diventa

$$\Delta z_{evo} = \hat{Q}_{evo} \Delta t_{evo} \quad (4.7)$$

La (4.7) permette il calcolo dell'evoluzione della quota del fondo ad ogni time-step Δt_{evo} della simulazione.

4.2 Main program

La struttura del MAIN PROGRAM scritto in linguaggio FORTRAN 90 è riportata in Appendice A. In questa sezione verranno sinteticamente descritte le operazioni principali che si possono distinguere direttamente all'interno del MAIN PROGRAM, facendo riferimento al numero di riga di codice. Per quanto riguarda invece le SUBROUTINE, si rimanda al paragrafo 4.3 .

Innanzitutto, si sottolinea come il programma sia strutturato sulla base di 3 cicli **do** principali:

- il primo, **righe** [177:435], è riferito all'evoluzione morfologica del fondo e si basa sul time-step $\Delta t_{evo} = 1 \text{ mese}$;
- il secondo, **righe** [196:392], è riferito a due successivi cicli di marea e si basa sul time-step $\Delta t_{tide} = 24 \text{ ore}/48$;
- il terzo, **righe** [226:385], è riferito alle singole sezioni che compongono il dominio di calcolo.

Al loro interno si possono distinguere i seguenti passaggi fondamentali:

- # **riga** [186] viene aggiornato il tasso di incremento del medio mare, ipotizzato costante per tutta la durata della simulazione;
- # **righe** [212:223] viene calcolata la concentrazione media di fase (paragrafo 3.5.1), riferita alla quota media dell'intero bacino all'iterazione precedente, e aggiornata ad ogni Δt_{tide} ;
- # **righe** [256:263] si calcola la portata Q con il modello quasi-statico (paragrafo 2.1);
- # **righe** [285:354] procedura iterativa per il calcolo della pendenza della linea dell'energia S , che permette di determinare la distribuzione delle velocità e degli sforzi tangenziali al fondo, distinguendo fra i casi di sezione vegetata e sezione non vegetata;
- # **righe** [258:366] vengono calcolati i tassi di accrescimento/erosione, successivamente scalati con il *time step morfologico* Δt_{morpho} (paragrafo 4.1.1);
- # **righe** [409:413] si aggiorna la quota del fondo ad ogni Δt_{evo} .

4.3 Subroutine

In questa sezione si darà una descrizione sintetica delle SUBROUTINE minori, mentre quelle principali saranno descritte dettagliatamente nei prossimi paragrafi. I listati dei codici implementati sono riportati in Appendice B.

Vengono qui descritte le seguenti SUBROUTINE:

- * **INITIALIZATION**, **riga** [160], inizializza le variabili principali di scambio;
- * **TIDALFORCING**, **riga** [161], calcola l'elevazione dell'onda di marea $H(t)$ e la sua derivata dH/dT per ogni Δt_{tide} ;
- * **INITIALGEOMETRY**, **riga** [162], definisce la geometria iniziale del bacino, sulla base di una funzione sinusoidale (figura 4.1);
- * **DERIVATIVES**, **riga** [237], calcola la pendenza trasversale del fondo per ogni punto della sezione corrente;

- * **ABSCISSAE**, **riga** [238], per ogni punto della sezione corrente, calcola la ascissa del punto di intersezione fra la normale al fondo e la superficie libera;
- * **NORMALCONTROL**, **riga** [239], per ogni punto della sezione corrente, controlla che la normale al fondo non intersechi quella di uno dei due punti adiacenti. Dove possibile, "aggiusta" l'inclinazione delle normali che si intersecano preservando l'eventuale simmetria;
- * **DISTDN**, **riga** [240], per ogni punto della sezione corrente, calcola la distanza dal fondo alla superficie libera, lungo la direzione normale al fondo stesso;
- * **TRAPEZI**, **riga** [241], calcola il termine T_{nx} nell'integrale a secondo membro dell'equazione (2.11) secondo l'approccio di Pizzuto;
- * **COMPU WETP AREA**, **riga** [246], per ogni punto della sezione corrente, calcola i perimetri bagnati e le aree compresi fra due normali al fondo adiacenti ¹;
- * **COMPU ZMEAN**, **riga** [252], calcola la quota media della sezione corrente;
- * **MATRIXA**, **riga** [276], calcola la matrice A necessaria per risolvere il sistema lineare associato all'integrale a secondo membro dell'equazione (2.11);
- * **MATRIXA BIO**, **riga** [278], calcola la matrice A nel caso di sezione vegetata: sostanzialmente, i termini di A sono diversi da zero solo nei punti non vegetati, dove il calcolo degli sforzi tangenziali viene eseguito con l'approccio di Pizzuto (eq. (2.11)). Nei punti vegetati i termini di A sono nulli, in quanto il calcolo degli sforzi tangenziali si basa sull'equazione (2.18);
- * **DGTTRF**, **riga** [281], calcola la fattorizzazione $A = LU$ per la risoluzione del sistema lineare;
- * **DGTTRS**, **riga** [300], risolve il sistema lineare associato all'integrale a secondo membro dell'equazione (2.11), che permette di completare il calcolo della distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo;
- * **STAMPA2**, **riga** [429], stampa la configurazione del fondale dell'intero bacino per ogni anno di simulazione.

¹Questa operazione viene eseguita solo sui punti che risultano bagnati all'istante corrente

4.3.1 La subroutine compu biomass vegetationedge

Tale SUBROUTINE, il cui listato è riportato nell'appendice B.1, calcola il valore della biomassa per ogni nodo della sezione corrente. Inoltre, essa individua i nodi che separano la barena vegetata dal canale.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **n mesi**: mese corrente della simulazione;
- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- **MSL2**: MSL all'iterazione corrente, comprensivo dell'effetto del sea level rise;
- **Zbiomax**: massima quota, riferita al MSL, alla quale può crescere la vegetazione;
- **Zbiomin**: minima quota, riferita al MSL, alla quale nasce la vegetazione;
- **Bmax**: massimo valore della biomassa in $[g/m^2]$;
- **amplitude**: ampiezza dell'onda di marea in $[m]$ rispetto al MSL.

le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **Biomass(i)**: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- **primnveg**: numero intero corrispondente al numero di nodi che separano il canale dalla barena vegetata. Se la sezione è vegetata allora **primnveg**=2, altrimenti **primnveg**=0;
- **node edgeveg(primnveg)**: vettore contenente l'indice **i** dei nodi che separano il canale dalla barena vegetata. Se **primnveg**=0 allora anche **node edgeveg(primnveg)**=0.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

- # **righe [18:30]** per ogni nodo della sezione corrente calcola il valore della biomassa attraverso l'equazione (2.25) e lo corregge in base al mese corrente tramite l'equazione (2.26), restituendo in OUTPUT il vettore **Biomass(i)**;
- # **righe [40:52]** attraverso un controllo incrociato con i nodi adiacenti, individua i primi due nodi non vegetati che separano il canale dalla barena vegetata, restituendo in OUTPUT il vettore **node edgeveg(primnveg)**=0.

4.3.2 La subroutine `checkbiomass`

Tale SUBROUTINE, il cui listato è riportato nell'appendice B.2, calcola il numero di nodi vegetati nella sezione corrente.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- `Biomass(i)`: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- `checkbio(i)`: vettore i cui valori sono `checkbio(i)=1` se il nodo `i` è vegetato, oppure `checkbio(i)=0` se il nodo `i` non è vegetato;
- `sumcheckbio`: numero intero corrispondente al numero di nodi vegetati sulla sezione corrente.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

`righe [18:25]` per ogni nodo vegetato assegna al vettore `checkbio(i)` il valore 1, mentre per ogni nodo non vegetato assegna al vettore `checkbio(i)` il valore 0. Successivamente, somma i valori di `checkbio(i)` per ottenere il numero complessivo di nodi vegetati sulla sezione corrente, che salva in `sumcheckbio`.

4.3.3 La subroutine `compu teriminiR`

Tale SUBROUTINE, il cui listato è riportato nell'appendice B.3, calcola il valore dei termini `R` a secondo membro dell'equazione (4.8).

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- `Z(i)`: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- `S`: pendenza della linea dell'energia all'iterazione corrente;
- `MSL`: quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;

- **AREAsz(i)**: vettore contenente l'area della porzione di sezione compresa fra le due normali adiacenti al nodo di riferimento **i**;
- **UnoSuP(i)**: vettore contenente l'inverso della porzione di perimetro bagnato riferita al nodo **i**.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **R(i)**: vettore contenente i valori dei termini noti **R**, riferiti all'equazione (4.8), per ogni punto della sezione corrente, necessari per la risoluzione del sistema lineare.

I *termini R* rappresentano il primo termine a secondo membro dell'equazione (2.11):

$$\tau = \underbrace{\rho g S \frac{d\Omega}{dn}}_R + \frac{d}{dn} \int_{\zeta_0}^{D_\zeta} T_{nx} d\zeta \quad (4.8)$$

La risoluzione dell'equazione (4.8) corrisponde, nel modello, alla risoluzione di un sistema lineare.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

- # **righe [20:22]** e **righe [30:32]** impone le condizioni al contorno (2.17) sui punti estremi della sezione;
- # **righe [24:28]** per ogni nodo della sezione corrente (ad esclusione dei due nodi di estremità), calcola il valore dei termini **R** necessari per la risoluzione del sistema lineare (eq. (4.8)).

4.3.4 La subroutine compu terminiR bio

Tale SUBROUTINE, il cui listato è riportato nell'appendice B.4, calcola il valore dei termini **R** a secondo membro dell'equazione (4.8), nel caso in cui la sezione sia parzialmente vegetata.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;

- **Biomass(i)**: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- **S**: pendenza della linea dell'energia all'iterazione corrente;
- **MSL**: quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- **AREAsz(i)**: vettore contenente l'area della porzione di sezione compresa fra le due normali adiacenti al nodo di riferimento **i**;
- **UnoSuP(i)**: vettore contenente l'inverso della porzione di perimetro bagnato riferita al nodo **i**.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **R(i)**: vettore contenente i valori dei termini noti **R**, riferiti all'equazione (4.8), necessari per la risoluzione del sistema lineare, calcolati sui soli punti non vegetati della sezione. In tutti i punti vegetati $R = 0$.

La SUBROUTINE `compu terminiR bio` esegue essenzialmente le stesse operazioni della `compu terminiR` descritta al paragrafo 4.3.3, con la differenza che il calcolo dei termini noti **R** viene eseguito *solo sui nodi non vegetati*: infatti, in base a quanto esposto al paragrafo 2.4, solo nei punti canale gli sforzi tangenziali vengono calcolati con il metodo di Pizzuto (eq.(2.11)).

4.3.5 La subroutine `compu V`

Tale SUBROUTINE, il cui listato è riportato nell'appendice B.5, calcola la velocità media di ogni nodo della sezione corrente.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **DN(i)**: vettore contenente la distanza dal fondo alla superficie libera, lungo la direzione normale al fondo stesso, per ogni punto della sezione corrente;
- **Ks**: coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler, espresso in $[m^{1/3}s^{-1}]$;
- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;

- **MSL**: quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- **T(i)**: vettore contenente il valore degli sforzi tangenziali al fondo per ogni punto della sezione corrente.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **V(i)**: vettore contenente i valori di velocità della corrente, mediati sulla verticale, per ogni punto della sezione corrente.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

righe [19:28] calcola il valore della velocità della corrente, per ogni punto della sezione, in corrispondenza di 30 quote diverse lungo la verticale, assumendo un andamento logaritmico. Ogni nodo viene successivamente caratterizzato con la media delle velocità calcolate. È interessante notare come il calcolo delle velocità **V(i)** dipenda dal valore degli sforzi tangenziali **T(i)**, a loro volta funzione della pendenza *S* della linea dell'energia: durante il processo iterativo di correzione di *S* è, pertanto, tutto il campo di moto, comprensivo di velocità e sforzi tangenziali, ad essere aggiornato ad ogni iterazione fino al raggiungimento del criterio di convergenza.

4.3.6 La subroutine compu V vegetated

Tale SUBROUTINE, il cui listato è riportato nell'appendice B.6, calcola la velocità media di ogni nodo, nel caso in cui la sezione sia parzialmente vegetata.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **DN(i)**: vettore contenente la distanza dal fondo alla superficie libera, lungo la direzione normale al fondo stesso, per ogni punto della sezione corrente;
- **Biomass(i)**: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- **S**: pendenza della linea dell'energia all'iterazione corrente;
- **Ks**: coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler dove il fondale non è vegetato, espresso in $[m^{1/3}s^{-1}]$;

- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- **MSL**: quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- **Cobar**: coefficiente di drag in assenza di vegetazione;
- **Scd**: parametro di fitting per il calcolo del *bulk drag coefficient* delle piante;
- **T(i)**: vettore contenente il valore degli sforzi tangenziali al fondo per ogni punto della sezione corrente.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **Ks vect(i)**: vettore contenente i valori del coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler, per ogni nodo della sezione corrente;
- **V(i)**: vettore contenente i valori di velocità della corrente, mediati sulla verticale, per ogni nodo della sezione corrente.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

- # **righe [20:30]** calcola il valore del coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler in ogni nodo della sezione, distinguendo fra parte vegetata e non. Nei nodi in cui non è presente biomassa, impone il valore di **Ks** relativo ad un fondale non vegetato. Nei nodi in cui si ha la presenza di biomassa, il valore di **Ks** viene ridotto in funzione della quantità di biomassa presente, mediante l'equazione (2.22).
- # **righe [34:49]** calcola il valore della velocità della corrente per ogni nodo della sezione corrente, distinguendo fra la parte vegetata e non. Nei nodi in cui non è presente biomassa, calcola la media di 30 valori di velocità calcolati a quote diverse lungo la normale assumendo un andamento logaritmico. Nei nodi in cui si ha la presenza di biomassa, la velocità media viene calcolata con la formula di Strickler, considerando però un valore del coefficiente di resistenza al moto ridotto tramite il *bulk drag coefficient* delle piante, dato dall'equazione (2.22). In questo caso, il calcolo delle velocità **V(i)** dipende, sulla porzione non vegetata, dal valore degli sforzi tangenziali **T(i)**, implicitamente legati alla pendenza della linea dell'energia *S*, mentre sulla porzione non vegetata le velocità dipendono da *S* in maniera diretta attraverso la legge di Strickler. Durante il processo iterativo di correzione

di S è, pertanto, tutto il campo di moto, comprensivo di velocità e sforzi tangenziali, ad essere aggiornato ad ogni iterazione fino al raggiungimento del criterio di convergenza.

4.3.7 La subroutine tau vegetated

Tale SUBROUTINE, il cui listato è riportato nell'appendice B.7, calcola lo sforzo tangenziale per ogni nodo della sezione corrente in cui è presente biomassa.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- **Z(i)**: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- **Biomass(i)**: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- **S**: pendenza della linea dell'energia all'iterazione corrente;
- **MSL**: quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- **primnnveg**: numero intero corrispondente al numero di nodi che separano il canale dalla barena vegetata. Se la sezione è vegetata allora **primnnveg**=2;
- **node edgeveg(primnnveg)**: vettore contenente l'indice **i** dei nodi che separano il canale dalla barena vegetata;
- **AREAsz(i)**: vettore contenente l'area della porzione di sezione compresa fra le due normali adiacenti al nodo di riferimento **i**;
- **UnoSuP(i)**: vettore contenente l'inverso della porzione di perimetro bagnato riferita al nodo **i**.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **T(i)**: vettore contenente gli sforzi tangenziali al fondo, per ogni nodo della sezione corrente.

La SUBROUTINE è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

righe [26:41] calcola gli sforzi tangenziali sui soli nodi dove si ha la presenza di biomassa, mediante l'equazione (2.18). Si noti come, in riferimento alle righe [313:316] del MAIN PROGRAM, al momento della chiamata della SUBROUTINE `tau vegetated` il vettore degli sforzi tangenziali $T(i)$ sia parzialmente completo: esso comprende già i valori calcolati sui nodi canale non vegetati. La SUBROUTINE `tau vegetated` lascia inalterati questi valori, e va a completare il vettore $T(i)$ con i valori degli sforzi tangenziali dei soli nodi vegetati.

righe [44:49] impone le condizioni al contorno (2.17) non agli estremi della sezione, ma sui primi nodi non vegetati che separano il canale dalla barena vegetata (vedi figura 2.5).

4.3.8 La subroutine `bedevolution ZmarshMax`

Tale SUBROUTINE, il cui listato è riportato nell'appendice B.8, calcola i tassi di erosione e deposito, per ogni nodo della sezione corrente.

Le variabili principali in **INPUT** sono:

- $Z(i)$: vettore contenente le quote del fondo di ogni punto della sezione corrente;
- $Biomass(i)$: vettore contenente i valori di biomassa per ogni punto della sezione corrente;
- MSL : quota istantanea dell'onda di marea all'iterazione corrente, comprensiva dell'effetto del sea level rise;
- $T(i)$: vettore contenente il valore degli sforzi tangenziali al fondo per ogni punto della sezione corrente;
- $ZmarshMax$: massima quota per la barena, è una variabile di controllo priva di significato fisico;
- $C0$: concentrazione media costante corretta attraverso la *concentrazione media di fase*, calcolata alla riga [223] del MAIN PROGRAM mediante l'equazione (3.9);
- w_s : velocità di caduta delle particelle;
- τ_{dep} : sforzo tangenziale critico per il deposito inorganico;

- **alpha tot**, **D50epsilon t**, **Utrappgamma t1**, **beta tot**: parametri per il calcolo del tasso di deposito inorganico per intrappolamento;
- **kb**: massimo incremento della quota del fondo per effetto del deposito organico (tipicamente 2.5 mm/anno);
- **tau ero**: sforzo tangenziale critico di erosione;
- **mu eros**: tasso di erosione costante di natura empirica, riferito alle caratteristiche dei sedimenti del fondale e al grado di coesione.

Le variabili principali in **OUTPUT** sono:

- **Q E(i)**: vettore contenente il tasso di erosione, in $[m/s]$, per ogni nodo della sezione corrente, riferito al Δt_{tide} ;
- **Q S(i)**: vettore contenente il tasso di deposito di tipo inorganico, in $[m/s]$, per ogni nodo della sezione corrente, riferito al Δt_{tide} ;
- **Q T(i)**: vettore contenente il tasso di deposito inorganico per intrappolamento, in $[m/s]$, per ogni nodo della sezione corrente, riferito al Δt_{tide} ;
- **Q B(i)**: vettore contenente il tasso di deposito di tipo organico, in $[m/s]$, per ogni nodo della sezione corrente, riferito al Δt_{tide} .

Per il calcolo dell'evoluzione della quota del fondo ad ogni Δt_{evo} , tutti questi tassi di accrescimento/erosione devono essere moltiplicati per il *time-step morfologico* Δt_{morpho} .

La subroutine **bedevolution ZmarshMax** assume che il campo di moto (velocità e sforzi tangenziali) sia risolto a priori, infatti all'interno del MAIN PROGRAM viene chiamata alla riga [360], a seguito della procedura iterativa per la correzione della pendenza della linea dell'energia S . Essa è strutturata per effettuare le seguenti operazioni:

riga [16] si ha la possibilità di arrestare l'accrescimento del fondale ad una quota **ZmarshMax**, oltre la quale si annullano tutti i tassi di accrescimento/erosione. Questa operazione non ha un riscontro fisico, ma può rivelarsi utile in fase di **debug** nell'interpretazione dei risultati forniti dal modello. Nelle simulazioni pratiche, questo valore viene imposto molto elevato, in maniera tale che non possa in alcun modo influenzare l'accrescimento della quota della barena;

- # **riga** [21] il calcolo dei tassi di accrescimento/erosione viene eseguito solo quando il fondo è bagnato: con questa operazione si tiene conto in maniera diretta dell'effetto dell'*idroperiodo*;
- # **riga** [22] calcola il tasso di deposito di tipo inorganico, mediante l'equazione (3.10), quando il valore locale dello sforzo tangenziale è inferiore allo sforzo critico di deposito. La formula tiene conto dell'effetto della *concentrazione media di fase* (vedi paragrafo 3.5.1);
- # **riga** [23] calcola il tasso di deposito di tipo inorganico per intrappolamento, funzione della biomassa e della concentrazione di sedimento, mediante l'equazione (3.5);
- # **riga** [25] calcola il tasso di deposito di tipo organico, funzione della biomassa, mediante l'equazione (3.4);
- # **riga** [25] calcola il tasso di erosione, mediante l'equazione (3.3), quando il valore locale dello sforzo tangenziale è superiore allo sforzo critico di erosione.

Capitolo 5

Risultati

In questo capitolo vengono raccolti i risultati ottenuti dall'applicazione del modello.

Una prima analisi riguarda il caso di un dominio semplice, risolvibile anche per via analitica, che consente di confrontare i risultati teorici con quelli numerici per testare il corretto funzionamento del modello stesso.

Successivamente, si passerà allo studio di un bacino a marea tridimensionale più complesso, in particolare si andrà ad analizzare la condizione di equilibrio ecomorfodinamico sulla base di un set di parametri tarati con riferimento alle caratteristiche fisiche e ambientali del bacino. In questo senso, si otterrà una combinazione dei parametri di input di riferimento, che permette al modello di ottenere una configurazione di equilibrio di riferimento rispetto a cui confrontare le configurazioni di equilibrio successivamente ottenute variando i parametri in ingresso.

Prendendo come riferimento tale configurazione di equilibrio, si andrà ad analizzare l'influenza dei vari parametri sull'evoluzione morfodinamica del bacino, attraverso un'analisi di sensibilità. In questo modo, sarà possibile descrivere singolarmente l'effetto dei principali meccanismi fisici che governano l'evoluzione morfodinamica dei bacini a marea.

5.1 Validazione modello

In questa sezione si considera un dominio di calcolo semplificato (figura 5.1), costituito da un bacino orizzontale i cui punti sono tutti caratterizzati dalla stessa quota, corrispondente al MSL:

$$z_{dom} = cost = 0 \text{ m.s.m.m.} \quad (5.1)$$

Inoltre, si trascura il tasso di incremento del medio mare, così che la forzante di marea, di ampiezza $H_0 = 0.5 \text{ m}$ e periodo $T = 12 \text{ ore}$, si mantiene costante rispetto a un piano di riferimento assoluto.

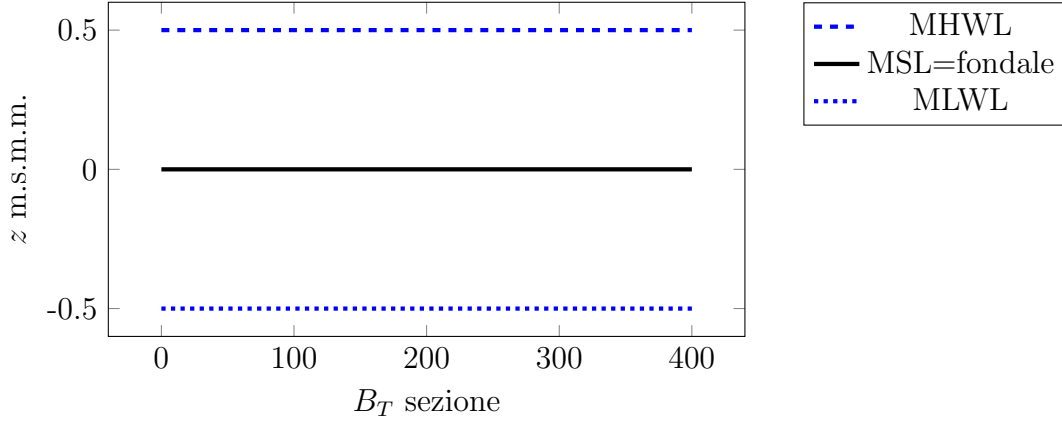


Figura 5.1: Geometria iniziale semplificata

In base alla condizione (5.1), la totale uniformità del dominio di calcolo fa sì che, indipendentemente dalle caratteristiche delle sollecitazioni ambientali, ad ogni istante temporale della simulazione tutti i punti si trovano sempre alla stessa quota: di fatto, da un punto di vista analitico questo permette di concettualizzare il dominio di calcolo in un *dominio puntuale*.

In queste condizioni, l'applicazione delle leggi morfodinamiche che governano l'evoluzione della quota fondo risulta notevolmente semplificata: tramite l'impiego di un foglio elettronico di calcolo (i.e. EXCEL), è possibile ottenere una soluzione analitica del problema, i cui risultati saranno posti a confronto con quelli forniti dal modello per valutarne l'effettiva corrispondenza.

5.1.1 Tasso di deposito inorganico

Si consideri l'evoluzione morfodinamica della quota del fondo valutata sulla base del solo contributo dato dal tasso di accrescimento di tipo inorganico. L'equazione (3.1) di bilancio dei sedimenti diventa:

$$\frac{dz}{dt} = Q_s = w_s \hat{C}_0 \left[\frac{\tau_{dep} - \tau}{\tau_{dep}} \right] \quad se \quad \tau < \tau_{dep} \quad (5.2)$$

avendo imposto le condizioni $Q_c = Q_o = E = R = 0$.

Con riferimento all'equazione (5.2), si ipotizza che lo sforzo tangenziale critico di deposito τ_{dep} sia sufficientemente elevato, in modo tale che:

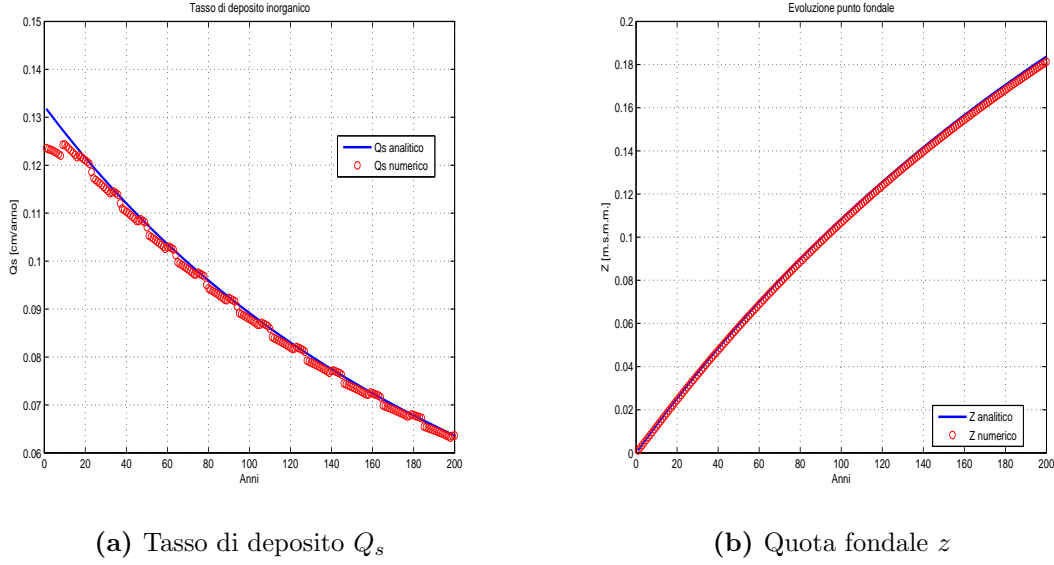


Figura 5.2: Confronto fra risultati numerici e analitici: deposito inorganico

$$\left[\frac{\tau_{dep} - \tau}{\tau_{dep}} \right] = 1 \quad (5.3)$$

In queste condizioni, il tasso di deposito inorganico Q_s dipende esclusivamente dalla quota del fondo z , dall'idroperiodo attraverso l'equazione (2.6) e dalla concentrazione media di fase attraverso l'equazione (3.9).

I risultati ottenuti dalle simulazioni numerica e analitica sono illustrati in figura 5.2. Per quanto riguarda il tasso di deposito Q_s , si può osservare che:

- se si trascurano le piccole oscillazioni numeriche, i risultati forniti dal modello ben approssimano quelli ricavati per via analitica;
- il valore di Q_s si riduce negli anni per effetto dell'incremento della quota del fondale: questo comporta sia una riduzione della concentrazione media di fase che una riduzione dell'idroperiodo. Più la quota si avvicina al MHWL, più si riduce il valore di Q_s fino, al limite, ad annullarsi.

Per quanto riguarda l'evoluzione della quota del fondo z , si può osservare che:

- i risultati forniti dal modello ben approssimano quelli ricavati per via analitica;
- le piccole oscillazioni numeriche che si osservano per Q_s non comportano delle altrettanto evidenti oscillazioni sulla quota z , a conferma che esse sono del tutto trascurabili;

- la velocità di accrescimento della quota del fondo dz/dt è maggiore nei primi anni di simulazione, dove il deposito Q_s è elevato, e si riduce progressivamente mano a mano che Q_s diminuisce per effetto dell'incremento della quota del fondo.

5.1.2 Tasso di deposito organico

Si consideri l'evoluzione morfodinamica della quota del fondo valutata sulla base del solo contributo dato dal tasso di accrescimento di tipo organico. L'equazione (3.1) di bilancio dei sedimenti diventa:

$$\frac{dz}{dt} = Q_o = Q_{b0} \frac{b}{b_{max}} \quad (5.4)$$

avendo imposto le condizioni $Q_s = Q_c = E = R = 0$.

Con queste ipotesi, l'evoluzione morfodinamica è funzione solo della quantità di biomassa presente, a sua volta funzione della quota del fondo z attraverso l'equazione (2.25).

I risultati ottenuti dalle simulazioni numerica e analitica sono illustrati in figura 5.3.

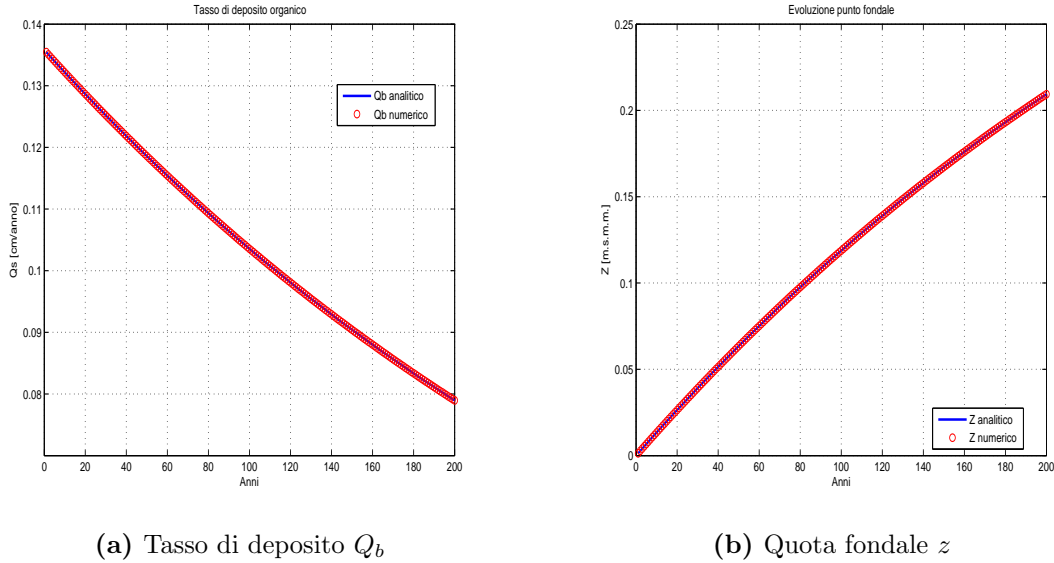


Figura 5.3: Confronto fra risultati numerici e analitici: deposito organico

Per quanto riguarda il tasso di deposito Q_b , si può osservare che:

- i risultati forniti dal modello ben approssimano quelli ricavati per via analitica;
- il valore di Q_b si riduce negli anni per effetto dell'incremento della quota del fondo che comporta una progressiva riduzione della biomassa. Più la quota si avvicina al MHWL, che coincide con z_{max} (massima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione), più si riduce il valore di Q_b fino, al limite, ad annullarsi.

Per quanto riguarda l'evoluzione della quota del fondo z , si può osservare che:

- i risultati forniti dal modello ben approssimano quelli ricavati per via analitica;
- la velocità di accrescimento della quota del fondo dz/dt è maggiore nei primi anni di simulazione, dove il deposito Q_b è elevato, e si riduce progressivamente mano a mano che Q_b diminuisce per effetto della riduzione di biomassa.

5.1.3 Tasso di deposito inorganico per intrappolamento

Si consideri l'evoluzione morfodinamica della quota del fondo valutata sulla base del solo contributo dato dal tasso di deposito di tipo inorganico per effetto dell'intrappolamento da parte della vegetazione. L'equazione (3.1) di bilancio dei sedimenti diventa:

$$\frac{dz}{dt} = Q_c = \hat{C}_0 U_0 \eta d_s n_s h_s \quad (5.5)$$

avendo imposto le condizioni $Q_s = Q_b = E = R = 0$. Per il significato dei parametri dell'equazione (5.5) si rimanda al paragrafo 3.4.

Con queste ipotesi, l'evoluzione morfodinamica è funzione solo della quota del fondo z , della quantità di biomassa presente attraverso l'equazione (2.25), dell'idroperiodo attraverso l'equazione (2.6) e della concentrazione media di fase attraverso l'equazione (3.9).

I risultati ottenuti dalle simulazioni numerica e analitica sono illustrati in figura 5.4.

Per quanto riguarda il tasso di deposito Q_c , si può osservare che:

- nonostante delle piccole oscillazioni numeriche, i risultati forniti dal modello ben approssimano quelli ricavati per via analitica;
- in termini assoluti, il contributo all'accrescimento della quota del fondo dato da Q_c è di un ordine di grandezza inferiore rispetto ai Q_s e Q_b (fig. 5.2(a) e fig. 5.3(a));
- il valore di Q_c si riduce negli anni per effetto dell'incremento della quota del fondo. Tuttavia, in termini assoluti, questa riduzione è meno marcata rispetto a quella evidenziata dai Q_s e Q_b , proprio a causa dello scarso contributo del Q_c all'accrescimento della quota del fondo.

Per quanto riguarda l'evoluzione della quota del fondo z , si può osservare che:

- i risultati forniti dal modello ben approssimano quelli ricavati per via analitica;

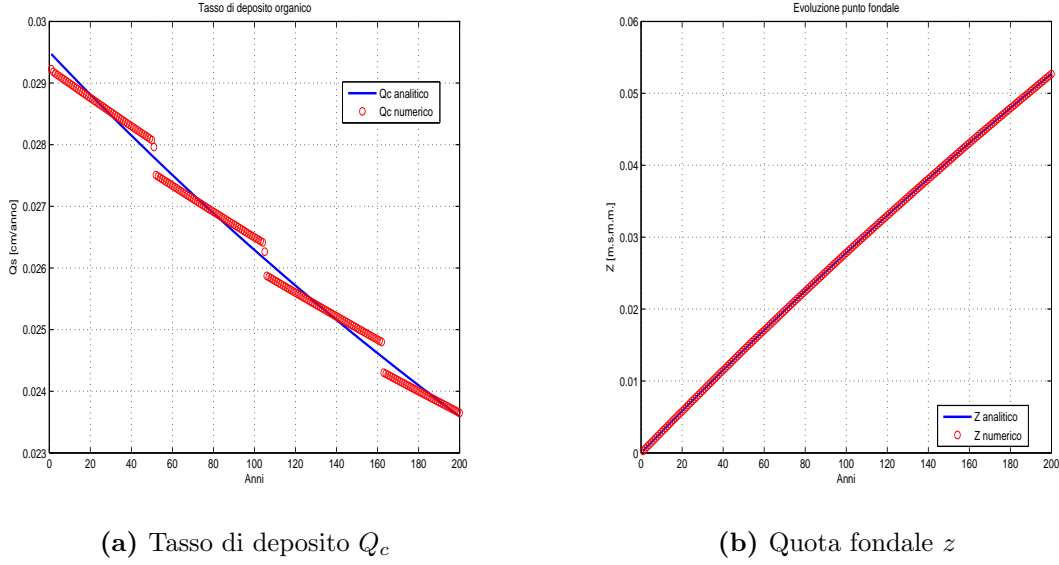


Figura 5.4: Confronto fra risultati numerici e analitici: deposito inorganico per intrappolamento

- le piccole oscillazioni numeriche che si osservano per Q_c non comportano delle altrettanto evidenti oscillazioni sulla quota z , a conferma che esse sono del tutto trascurabili;
- in questo caso, seppur presente, risulta meno evidente la progressiva riduzione della velocità di accrescimento della quota del fondo dz/dt . Questo è legato al fatto che, in termini assoluti, l'intrappolamento produce un incremento della quota del fondo molto minore rispetto ai termini Q_s e Q_b analizzati in precedenza. Di fatto, come si nota in figura 5.4 (b), la quota del fondo rimane nell'intorno del livello del MSL per tutta la durata della simulazione: per questo motivo, la biomassa, l'idroperiodo e la concentrazione media di fase rimangono pressoché costanti.

5.1.4 Tasso di erosione

Si consideri l'evoluzione morfodinamica della quota del fondo valutata sulla base del solo contributo dato dal tasso di erosione. L'equazione (3.1) di bilancio dei sedimenti diventa:

$$\frac{dz}{dt} = E = Q_{e0} \left[\frac{\tau - \tau_{ero}}{\tau_{ero}} \right] \quad se \quad \tau > \tau_{ero} \quad (5.6)$$

avendo imposto le condizioni $Q_s = Q_b = Q_c = R = 0$. Il termine a secondo membro:

$$\left[\frac{\tau - \tau_{ero}}{\tau_{ero}} \right] \quad (5.7)$$

dipende dalla risoluzione del campo di moto. Ai fini di un confronto con dati di derivazione analitica, si trascura il contributo del termine (5.7), e l'equazione di bilancio diventa:

$$\frac{dz}{dt} = E = Q_{e0} \quad (5.8)$$

Con queste ipotesi, il tasso di erosione E dipende esclusivamente dalla quota del fondo z e dall'idroperiodo attraverso l'equazione (2.6), essendo Q_{e0} un tasso di erosione empirico costante, valutato in base al tipo di sedimento.

I risultati ottenuti dalle simulazioni numerica e analitica sono illustrati in figura 5.5.

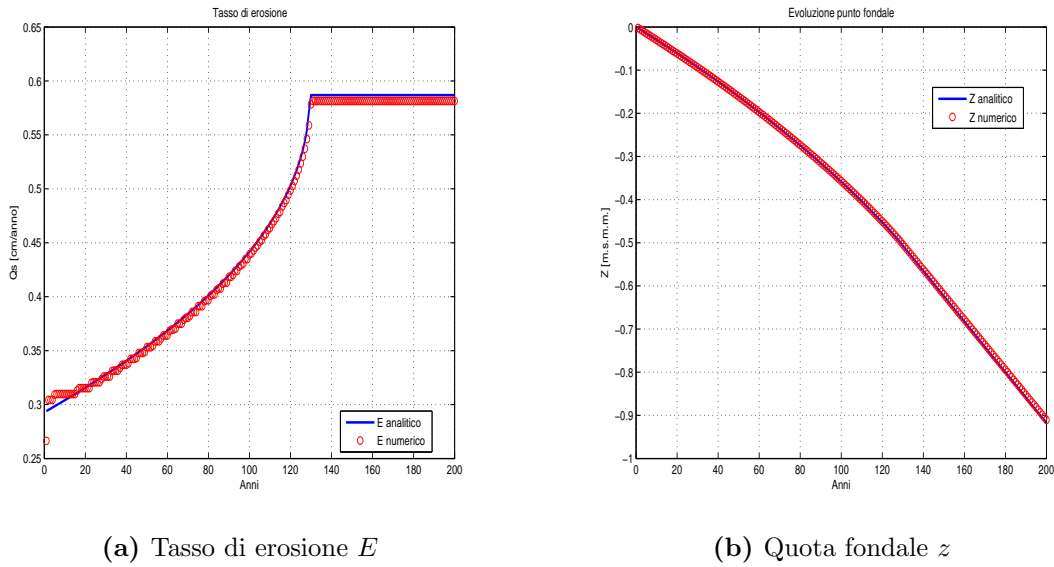


Figura 5.5: Confronto fra risultati numerici e analitici: erosione

Per quanto riguarda il tasso di erosione E , si può osservare che:

- se si trascurano le piccole oscillazioni numeriche nei primi anni di simulazione, i risultati forniti dal modello ben approssimano quelli ricavati per via analitica;
- fintantoché la quota del fondo è maggiore del MLWL, il valore di E aumenta negli anni per effetto della diminuzione della quota del fondo: infatti, questo comporta un progressivo incremento dell'idroperiodo;
- quando la quota del fondo è al di sotto del MLWL, l'idroperiodo coincide con il periodo T , e il tasso di erosione E assume un valore costante pari a Q_{e0} .

Per quanto riguarda l'evoluzione della quota del fondo z , si può osservare che:

- i risultati forniti dal modello ben approssimano quelli ricavati per via analitica;
- fintantoché la quota del fondo è maggiore del MLWL, la velocità di approfondimento della quota del fondo dz/dt aumenta progressivamente per effetto dell'incremento del tasso di erosione E ;
- quando la quota del fondo è al di sotto del MLWL, la velocità di approfondimento della quota del fondo dz/dt è costante, in quanto il tasso di erosione E non risente più dell'effetto dell'idroperiodo.

5.2 L'equilibrio ecomorfodinamico

Si vuole ora ricercare la condizione di equilibrio ecomorfodinamico di un bacino a marea. Il modello viene applicato su un dominio di forma rettangolare, avente le seguenti dimensioni:

$$L_U = 3000 \text{ m}$$

$$B_T = 400 \text{ m}$$

Il sistema è sollecitato da una forzante di marea sinusoidale, di periodo $T = 12 \text{ ore}$ (semidiurna), avente ampiezza:

$$H_0 = 0.5 \text{ m}$$

La geometria iniziale del bacino a marea è uniforme su tutto il dominio di calcolo, con le quote dei punti di ogni sezione distribuite simmetricamente nell'intorno del MLWL sulla base di una legge sinusoidale, come schematizzato in figura 5.6.

I risultati, ottenuti impostando il modello con il set di parametri di tabella 5.1, sono illustrati nelle figure 5.7 e 5.8.

NOTA: per una maggiore chiarezza grafica, *tutte le quote riportate, ad ogni istante temporale, sono relative al MSL comprensivo di tasso di incremento del medio mare* (e.g., all'istante $t = 150 \text{ anni}$ la quota relativa $MSL_{rel} = 0$ corrisponde ad una quota assoluta $MSL_{ass} = 150 \cdot 0.0035 = 0.525 \text{ m}$).

Tabella 5.1: Parametri utilizzati per il calcolo della della configurazione di equilibrio. Tali parametri rappresentano: \bar{C} (C_0) è la concentrazione media di fase, funzione della concentrazione media di sedimenti in sospensione; w_s è la velocità di caduta delle particelle; D_{50} è il diametro delle particelle; τ_{dep} è lo sforzo tangenziale critico di deposito; τ_{ero} è lo sforzo tangenziale critico di erosione; Q_{e0} è il flusso di erosione empirico caratteristico del tipo di sedimento; ρ è la densità del fluido; H_0 è l'ampiezza della forzante di marea sinusoidale; T è il periodo dell'onda di marea; L_U è la lunghezza del bacino; B_T è la larghezza del bacino; K_s è il coefficiente di resistenza al moto secondo Strickler; U_0 è un valore caratteristico della velocità della corrente sulla barena vegetata; R è il sea level rise; z_{max} è la massima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione; z_{min} è la minima quota del fondo che consente la crescita di vegetazione; b_{max} è il massimo valore della biomassa; ω è un parametro che tiene conto della riduzione di vegetazione nei mesi invernali; Q_{b0} è la massima produzione di suolo organico; c_{D0} è il coefficiente di drag in assenza di vegetazione; α_{cD} è un parametro di fitting che lega il coefficiente di drag alla biomassa.

Parametro	Valore	Parametro	Valore	Parametro	Valore
\bar{C} (C_0)	2.250 (40) mg/l	H_0	0.5 m	z_{max}	0.49 m
w_s	$2 \cdot 10^{-4} m/s$	T	12 <i>ore</i>	z_{min}	0.01 m
D_{50}	50 ηm	L_U	3000 m	b_{max}	1000 g/m^2
τ_{dep}	0.1 N/m^2	B_T	400 m	ω	0.1
τ_{ero}	0.4 N/m^2	K_s	30 $m^{1/3}s^{-1}$	Q_{b0}	2.5 $mm/anno$
Q_{e0}	$2 \cdot 10^{-4} Kg/m^2/s$	U_0	0.1 m/s	c_{D0}	1.1
ρ	2650 Kg/m^3	R	3.5 $mm/anno$	α_{cD}	-0.0003

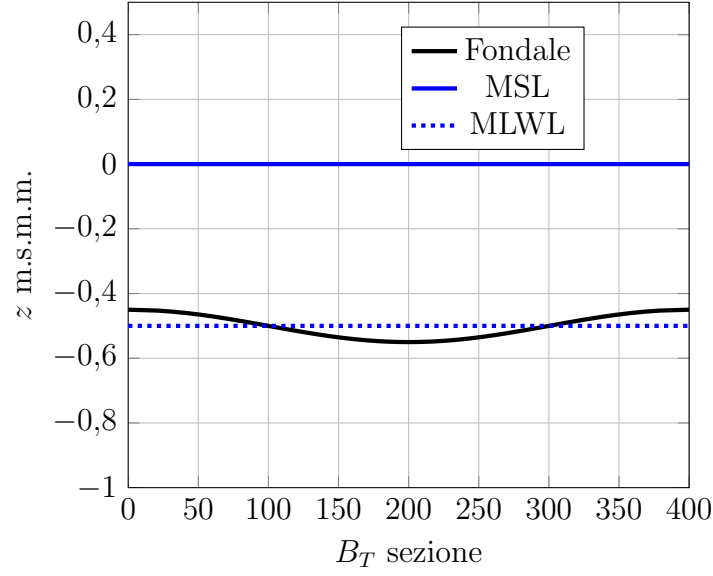
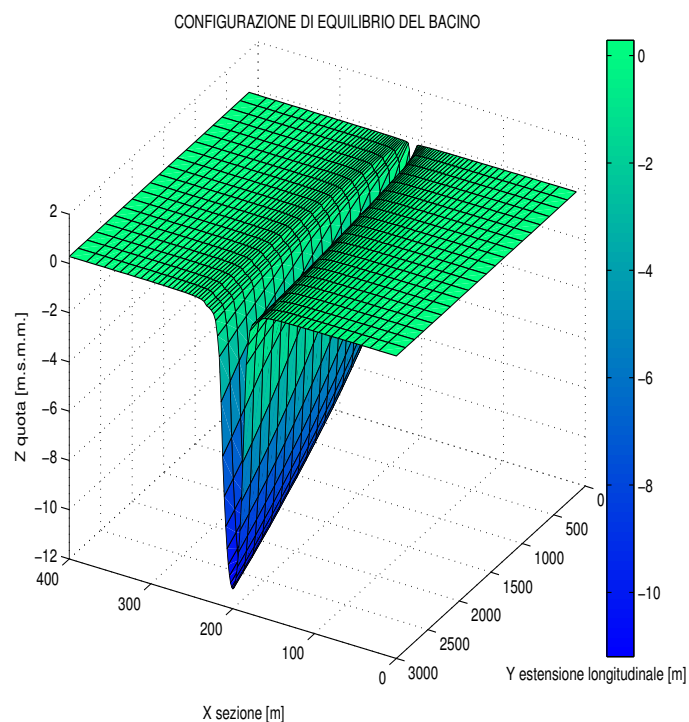


Figura 5.6: Geometria iniziale, uniforme su tutto il dominio

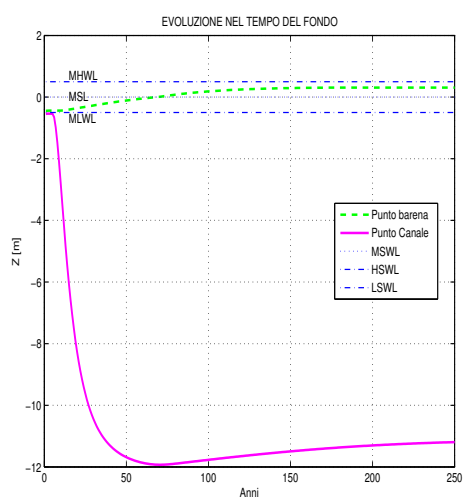
Nei primi anni di simulazione, il tasso di erosione è nullo sull'intera sezione, e il progressivo aumento della quota del fondo per effetto del deposito genera un incremento degli sforzi tangenziali al fondo, più consistente nella porzione centrale della sezione, leggermente scavata: questo comporta una progressiva concentrazione di portata nella parte centrale della sezione. Il conseguente aumento delle velocità della corrente favorisce i fenomeni erosivi, e quindi lo scavo del canale in corrispondenza dell'asse della sezione. All'aumento delle velocità della corrente nel canale corrisponde, per continuità, una riduzione delle velocità sulla barena, la cui quota aumenta progressivamente per effetto del deposito. Quando la quota della barena supera il MSL, la portata si riduce per effetto della riduzione del *tidal prism* [D'Alpaos et. al., 2006] [8]: nel canale, il tasso di deposito comincia a prevalere sull'erosione, e la quota del fondo aumenta progressivamente fintantoché, all'equilibrio, il tasso di incremento della quota del fondo per effetto del deposito inorganico è compensato dal tasso di incremento del livello medio del mare.

Sulla barena, invece, a causa dell'assenza di fenomeni erosivi, la quota del fondo cresce progressivamente nel tempo. Fintantoché la quota è al di sotto del MSL, il contributo all'accrescimento è dato dal solo deposito di tipo inorganico. Quando la quota della barena supera il MSL, intervengono anche i contributi dati dal deposito di tipo organico e per intrappolamento. L'accrescimento della quota della barena si arresta quando, all'equilibrio, il tasso di deposito complessivo è bilanciato dal sea level rise.

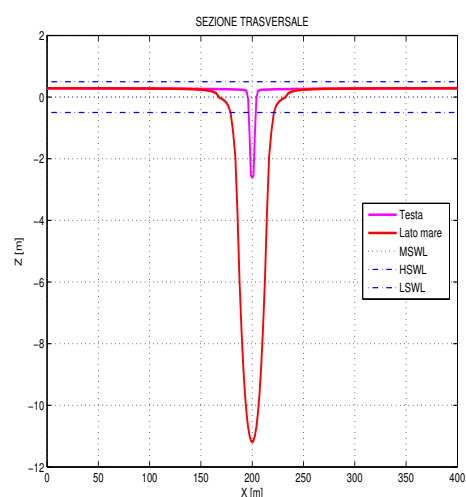
Relativamente alla configurazione di equilibrio della barena, si possono fare le seguenti



(a) Visualizzazione tridimensionale della configurazione di equilibrio.



(b) Evoluzione nel tempo della quota di un punto canale e un punto barena



(c) Conformazione delle sezioni di testa e lato mare in condizioni di equilibrio

Figura 5.7: Equilibrio ecomorfodinamico: risultati

osservazioni:

- la quota di equilibrio riferita al MSL è:

$$z_{bar}^{eq} = 0.309 \text{ m.s.m.m.}$$

alla quale corrisponde, in condizioni di MHWL, un tirante di 0.191 m;

- il tempo impiegato per raggiungere la quota di equilibrio è:

$$T_{bar}^{eq} = 190 \text{ anni}$$

inferiore rispetto a quello del canale: questo è dovuto al fatto che sulla barena il tasso di erosione è trascurabile;

- con riferimento alla figura 5.7c, si può notare un brusco incremento della ripidità dell'argine del canale in corrispondenza del MSL: questo è dovuto alla biomassa, in particolare all'aumento del tasso di accrescimento della quota per effetto dei contributi al deposito di tipo organico e per intrappolamento.

Per quanto riguarda il canale, si può osservare che:

- la quota di equilibrio riferita al MSL è:

$$z_{ch}^{eq} = -11.206 \text{ m.s.m.m.}$$

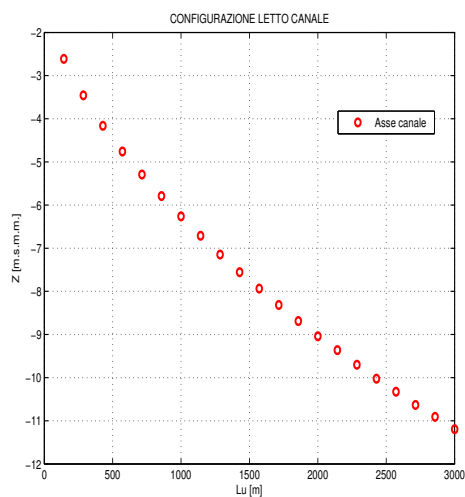
- il tempo impiegato per raggiungere la configurazione di equilibrio è:

$$T_{ch}^{eq} = 243 \text{ anni}$$

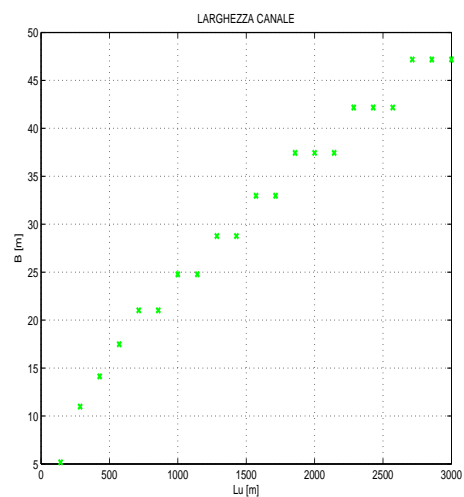
maggiore rispetto a quello della barena: questo è principalmente dovuto alla presenza di importanti fenomeni erosivi, oltre che all'assenza dei contributi al deposito di tipo organico e per intrappolamento;

Per quanto riguarda la conformazione di equilibrio del letto del canale, la figura 5.8a evidenzia come la ripidità del letto sia maggiore nella zona di testa del canale, e diminuisca progressivamente spostandosi verso il lato mare: questo è consistente con i risultati ottenuti da [Toffolon and Lanzoni, 2010] [10].

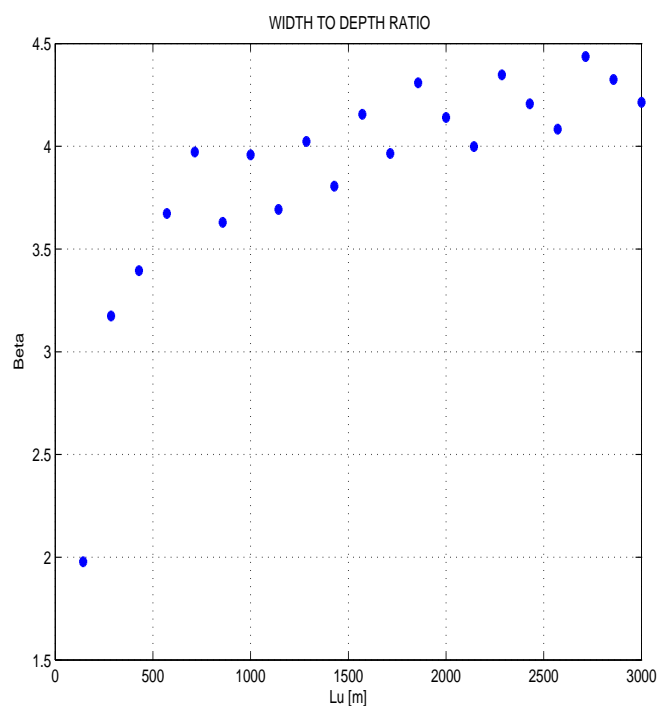
La figura 5.8b descrive la variazione della larghezza del canale lungo l'asse longitudinale: da piccola in corrispondenza della testa del canale, aumenta andando verso il lato mare, con un andamento grosso modo lineare.



(a) Profondità letto canale



(b) Larghezza canale

(c) Rapporto larghezza-profondità β **Figura 5.8:** Equilibrio ecomorfodinamico: risultati

Combinando i risultati di figura 5.8a e 5.8b, si ottiene l'andamento del rapporto larghezza-profondità, definito come:

$$\beta = \frac{B_{ch}}{z_{ch}}$$

dove B_{ch} è la larghezza locale della porzione di sezione canalizzata e z_{ch} è la profondità massima del canale valutata rispetto al MSL.

I risultati di figura 5.8c confermano, seppur qualitativamente, le osservazioni sperimentali condotte sul campo da [Lawrence, Allen and Havelock, 2004] [11]. Nella zona di testa, dove il canale è di basso ordine, la forma stretta e profonda comporta un ridotto valore del parametro β . Procedendo verso il lato mare, aumenta l'ordine del canale, e con esso anche il valore del parametro β : da stretta e profonda, la sezione del canale tende ad assumere una conformazione larga e poco scavata.

5.3 Analisi di sensibilità

In questa sezione, si vuole analizzare l'influenza dei singoli parametri di taratura del modello sull'equilibrio del sistema.

Partendo dalla condizione di equilibrio ecomorfodinamico descritta al paragrafo 5.2, si andranno a modificare, singolarmente, alcuni dei parametri elencati in tabella 5.1. I risultati ottenuti, saranno utili per descrivere singolarmente l'effetto dei principali meccanismi fisici che governano l'evoluzione morfodinamica del sistema.

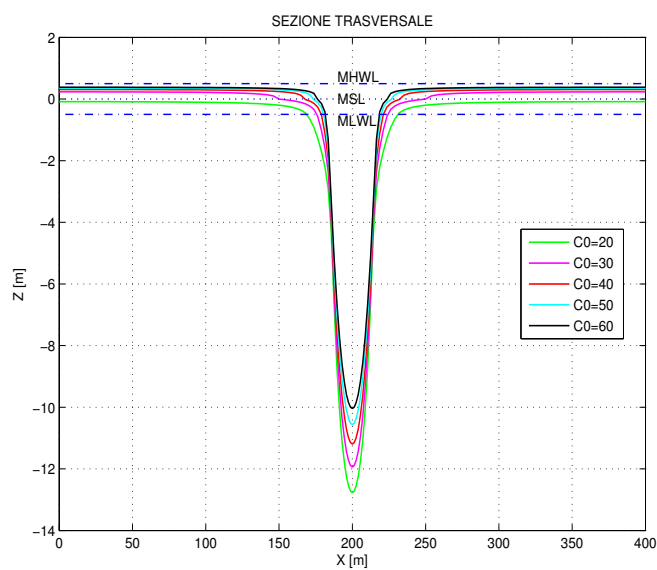
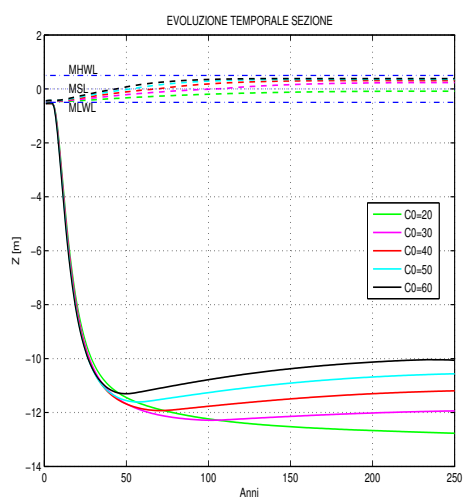
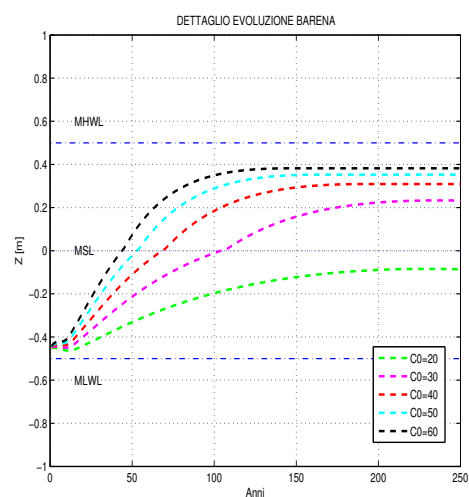
5.3.1 Concentrazione di sedimenti

Il valore della concentrazione media di sedimenti, rispetto a quello utilizzato per determinare la configurazione di equilibrio, è stato fatto variare sulla base dei valori elencati in tabella 5.2.

Tabella 5.2: Valori della concentrazione media di sedimenti

	Simulazione 1	Simulazione 2	Simulazione 3	Simulazione 4	Simulazione 5
C_0 [mg/l]	20	30	40	50	60
\bar{C} [mg/l]	1.125	1.688	2.250	2.813	3.376

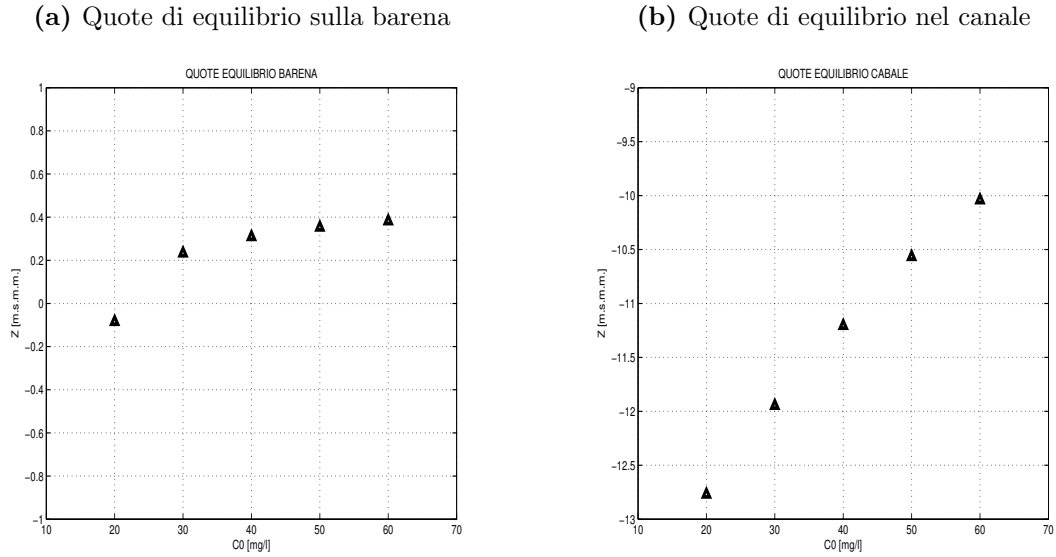
I risultati delle simulazioni sono raccolti nelle figure 5.9, 5.10 e 5.11. I dati sono riferiti alla sezione di inlet del bacino.

Figura 5.9: Variazione C_0 : evoluzione temporale e sezione di equilibrio**(a)** Confronto sezioni trasversali in equilibrio**(b)** Confronto dell'evoluzione temporale della quota di un punto barena e un punto canale**(c)** Dettaglio: evoluzione temporale della quota barena

La figura 5.9a raffigura la conformazione di equilibrio della sezione: l'aumento di concentrazione comporta un progressivo "riempimento", con conseguente restringimento della larghezza e aumento della ripidità degli argini. Inoltre, si nota che nel caso $C_0 = 20$ la barena non è vegetata perché si stabilizza ad una quota inferiore al MSL. Negli altri casi, si nota invece il brusco aumento di ripidità dell'argine in corrispondenza al MSL, causato proprio dalla presenza di vegetazione.

Le figure 5.9b e 5.9c raffigurano l'andamento nel tempo della quota di un punto sulla barena (linea tratteggiata), e sull'asse del canale (linea continua). Anche in questo caso, si osserva come l'aumento di concentrazione comporti un più rapido accrescimento della quota, sia per il canale che per la barena. Sulla barena, ad esclusione del caso $C_0 = 20$, l'accrescimento subisce un incremento ulteriore al di sopra del MSL per effetto dei contributi al deposito dati dalla vegetazione.

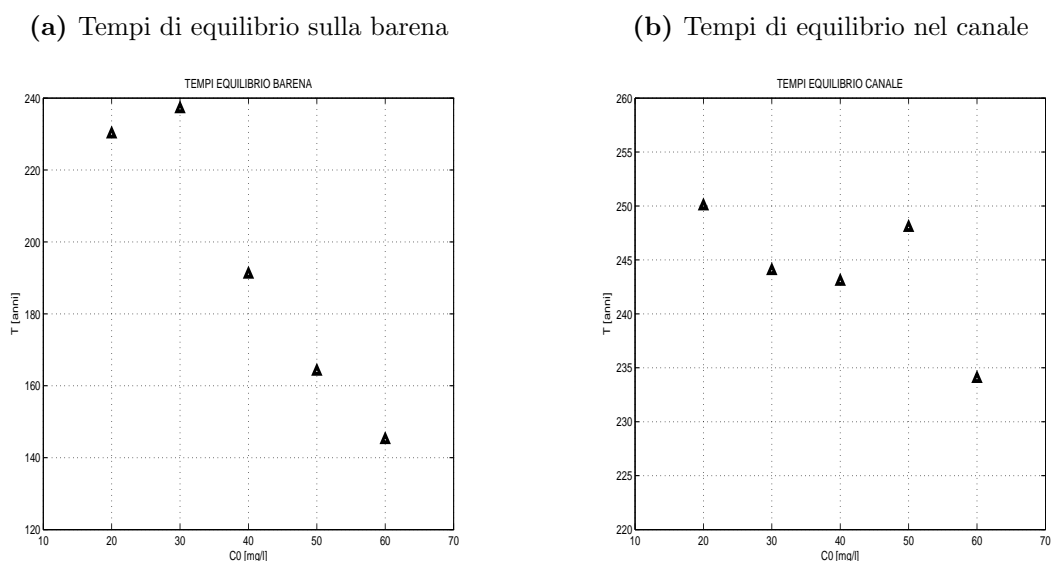
Figura 5.10: Variazione C_0 : quote di equilibrio



La figura 5.10 riporta le quote di equilibrio, al variare di C_0 .

All'aumentare della concentrazione, la quota di equilibrio nel canale aumenta linearmente: infatti, esso risulta sempre sommerso e quindi soggetto ad un deposito uniforme. Sulla barena, invece, all'aumentare della concentrazione l'incremento della quota di equilibrio, progressivamente, si riduce: è evidente l'effetto dell'idroperiodo. Infatti, la durata dell'idroperiodo diminuisce all'aumentare della quota della barena, limitando il tasso di deposito.

Infine, la figura 5.11 riporta i tempi equilibrio, al variare di C_0 .

Figura 5.11: Variazione C_0 : tempi di equilibrio

Anche se l'andamento non è monotonicamente definito, in generale si può osservare che l'incremento di concentrazione riduce il tempo necessario a raggiungere l'equilibrio, sia sulla barena che nel canale.

5.3.2 Massima quantità di biomassa

La quantità massima di biomassa b_{max} è stata fatta variare con riferimento ai valori elencati in tabella 5.3.

Tabella 5.3: Valori di b_{max}

	Simulazione 1	Simulazione 2	Simulazione 3	Simulazione 4	Simulazione 5
b_{max} [g/m^2]	0	500	1000	1500	2000

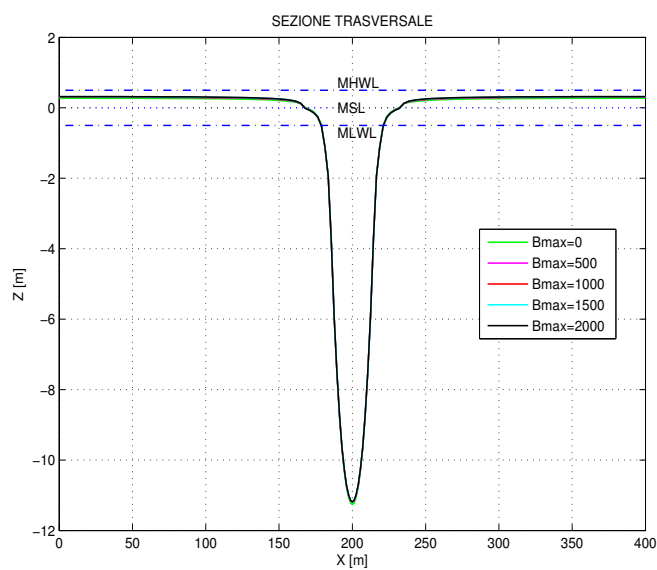
I risultati delle simulazioni sono raccolti nelle figure 5.12, 5.13 e 5.14. I dati sono riferiti alla sezione di inlet del bacino.

In generale, si osserva che il parametro b_{max} influisce poco sui risultati finali: la conformazione di equilibrio della sezione, in figura 5.12a, è grosso modo la stessa in tutti i casi. Per quanto riguarda la barena, la figura 5.12c evidenzia un lieve incremento della rapidità di accrescimento della quota del fondo all'aumentare di b_{max} .

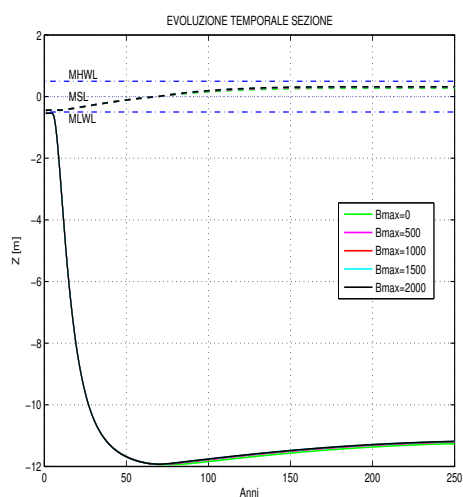
Le figure 5.13 e 5.14 riportano le quote e i tempi di equilibrio, al variare di b_{max} . Sulla barena, all'aumentare di b_{max} , si può distinguere la tendenza ad un progressivo incremento della quota di equilibrio e alla riduzione dei tempi impiegati per raggiungerla,

Figura 5.12: Variazione b_{max} : evoluzione temporale e sezione di equilibrio

(a) Confronto sezioni trasversali in equilibrio



(b) Confronto dell'evoluzione temporale della quota di un punto barena e un punto canale



(c) Dettaglio: evoluzione temporale della quota barena

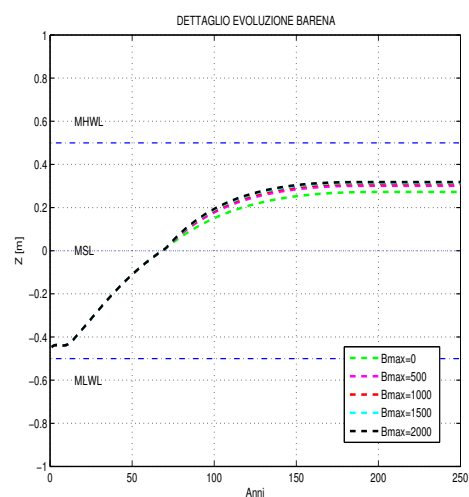
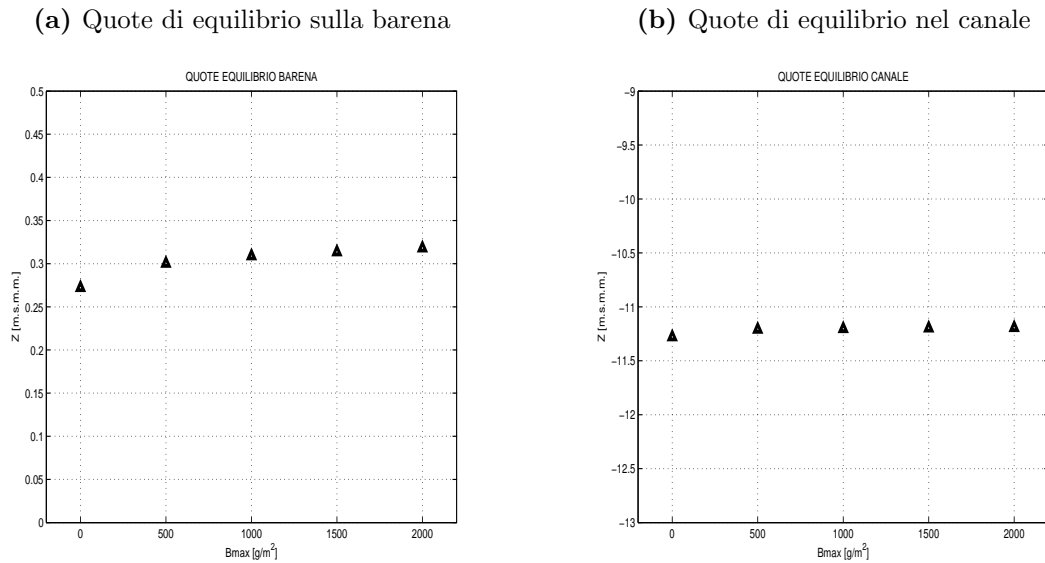


Figura 5.13: Variazione b_{max} : quote di equilibrio

tuttavia, le variazioni sono molto contenute. Nel canale, invece, non si distingue un trend significativo.

5.3.3 Massimo tasso di incremento per deposito organico

Il massimo incremento di quota sulla barena per effetto del tasso di deposito organico, Q_{bo} , viene fatto variare in riferimento ai valori elencati in tabella 5.4.

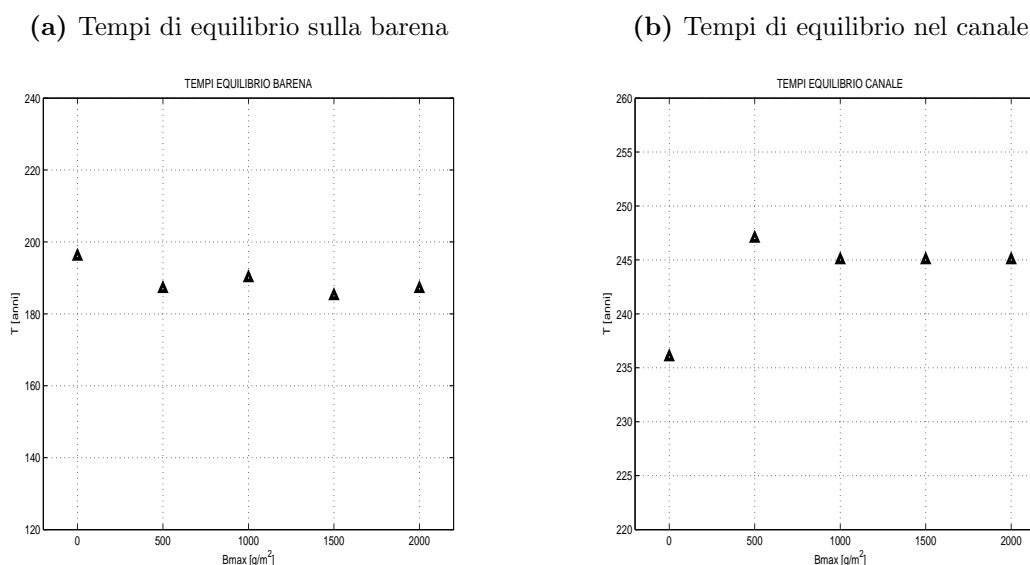
Tabella 5.4: Valori di Q_{bo}

	Simulazione 1	Simulazione 2	Simulazione 3
Q_{bo} [m/anno]	0.001	0.0025	0.004

I risultati delle simulazioni sono raccolti nelle figure 5.15, 5.16 e 5.17. I dati sono riferiti alla sezione di inlet del bacino.

Si può notare che il parametro Q_{bo} influisce poco sui risultati finali: la conformazione di equilibrio della sezione, in figura 5.15a, è grosso modo la stessa in tutti i casi. Per quanto riguarda la barena, la figura 5.15c evidenzia un lieve incremento della rapidità di accrescimento della quota del fondo all'aumentare di Q_{bo} , conseguenza dell'aumento del tasso di deposito organico, limitato però dalla progressiva riduzione dell'idroperiodo.

La figura 5.16 riporta le quote di equilibrio, al variare di Q_{bo} . Sulla barena, all'aumentare di Q_{bo} , si può distinguere la tendenza ad un lieve incremento della quota di

Figura 5.14: Variazione b_{max} : tempi di equilibrio

equilibrio. Nel canale, invece, la quota di equilibrio non viene influenzata e si mantiene grosso modo costante.

Per quanto riguarda i tempi di equilibrio, riportati in figura 5.17, non si distingue un trend significativo in quanto, sia per la barena che per il canale, le variazioni sono molto contenute.

5.3.4 Assenza di vegetazione

In base ai risultati fin qui raccolti, si è visto come la variazione dei parametri biologici produca conseguenze apprezzabili principalmente sulla barena, ma non solo: anche nel canale, seppur in misura minore, si sono registrate delle variazioni sulla configurazione di equilibrio.

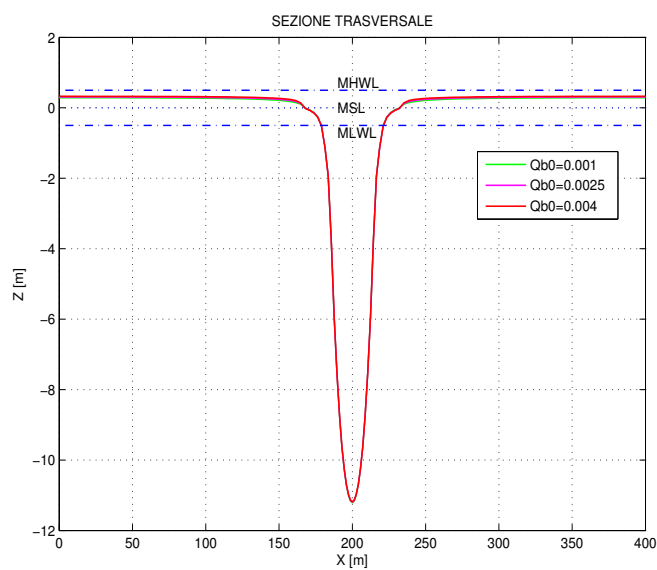
Per chiarire questo aspetto, si vuole valutare il comportamento del canale in assenza di vegetazione, ponendo i parametri del modello come descritto in tabella 5.5.

Tabella 5.5: Assenza di vegetazione: parametri

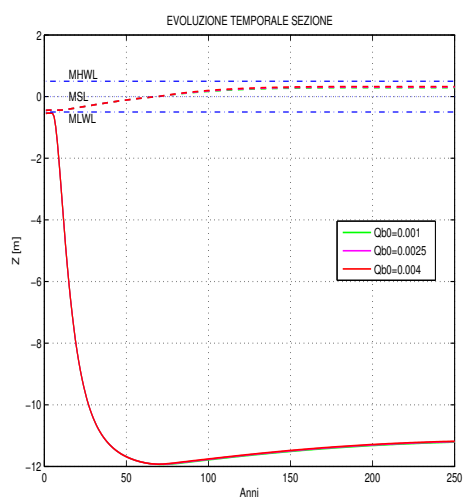
	Caso non vegetato	Caso vegetato
Q_{bo} [m/anno]	0	0.0025
b_{max} [g/m²]	0	1000

Figura 5.15: Variazione Q_{b0} : evoluzione temporale e sezione di equilibrio

(a) Confronto sezioni trasversali in equilibrio



(b) Confronto dell'evoluzione temporale della quota di un punto barena e un punto canale



(c) Dettaglio: evoluzione temporale della quota barena

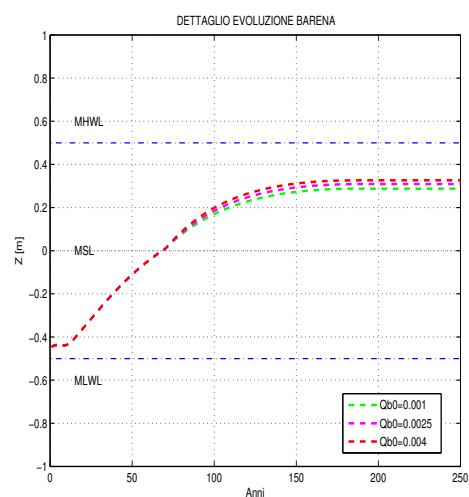
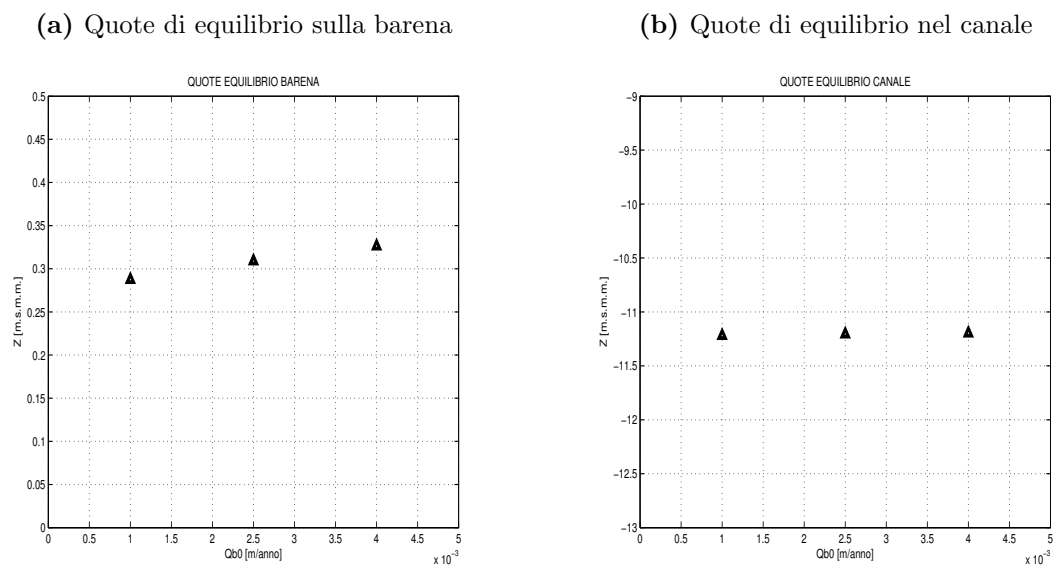
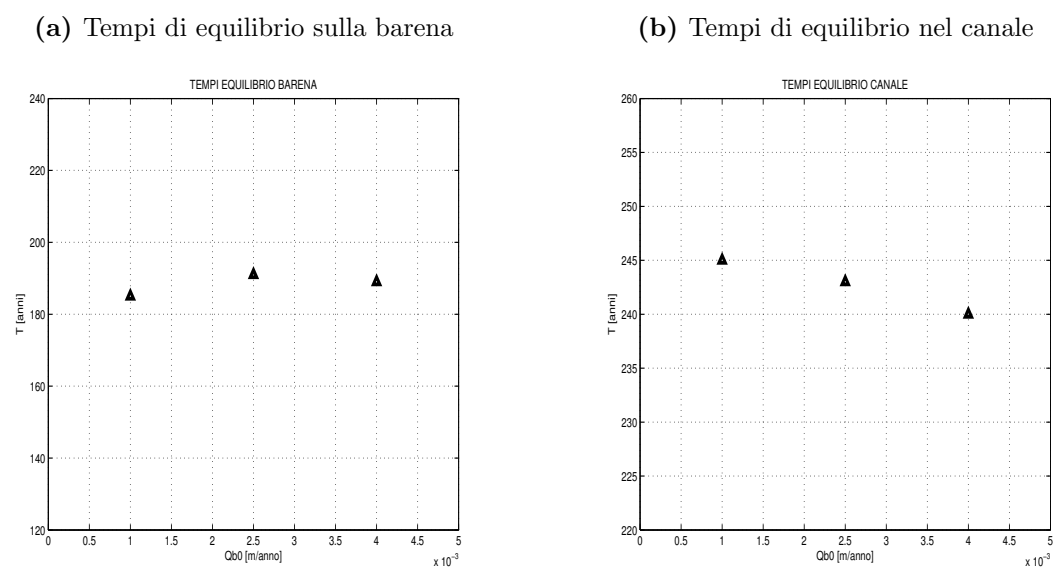


Figura 5.16: Variazione Q_{b0} : quote di equilibrio**Figura 5.17:** Variazione Q_{b0} : tempi di equilibrio

I risultati delle simulazioni sono raccolti in figura 5.18 . I dati sono riferiti alla sezione di inlet del bacino.

Per quanto riguarda l'evoluzione nel tempo della quota della barena, figura 5.18c, si possono fare le seguenti osservazioni:

- fintantoché la quota si mantiene al di sotto del MSL, non si riscontrano differenze significative;
- quando la quota supera il MSL, la vegetazione colonizza la barena, e il tasso di accrescimento della quota aumenta;
- all'equilibrio, figura 5.18a, la sezione vegetata presenta una discontinuità nell'argine in corrispondenza del MSL, causata dall'aumento del tasso di accrescimento della quota della barena per effetto dei contributi al deposito di tipo organico e per intrappolamento;
- per effetto dei contributi al deposito di tipo organico e per intrappolamento, in presenza di vegetazione la quota relativa di equilibrio della barena z_{eq}^{veg} è maggiore rispetto al caso non vegetato.

Per quanto riguarda l'evoluzione del canale, la colonizzazione della barena da parte della vegetazione produce due effetti concettualmente opposti. Da un lato, la presenza di biomassa favorisce sia il deposito organico che inorganico, e il conseguente accrescimento della quota della barena riduce il *tidal prism* e le portate ad esso associate, favorendo il riempimento del canale. Quest'ultima situazione è evidente in figura 5.18b: non solo la quota della barena si accresce più rapidamente, ma il canale è anche meno scavato.

D'altra parte, l'incremento della resistenza al moto sulla barena concentra il flusso nel canale, favorendo i fenomeni erosivi e quindi il suo approfondimento. Tuttavia, questo aspetto non è altrettanto evidente in figura 5.18b: in queste condizioni, la concentrazione del flusso nel canale si verifica troppo tardi nella simulazione, quando la barena si trova ad una quota tale che il *tidal prism* è già notevolmente ridotto, e i flussi sono già prevalentemente concentrati nel canale [D'Alpaos et. al., 2006] [8].

Si consideri allora la situazione in cui la vegetazione colonizza la barena ad una quota minima z_{min} inferiore: questo favorisce la concentrazione del flusso nel canale già nei primi

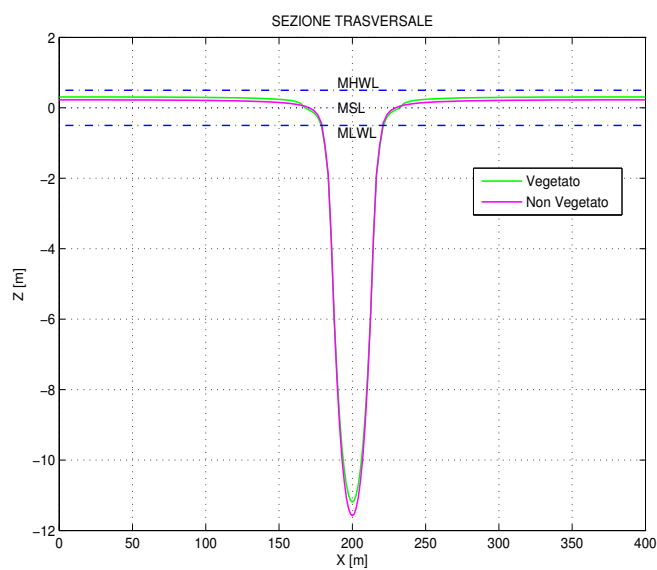
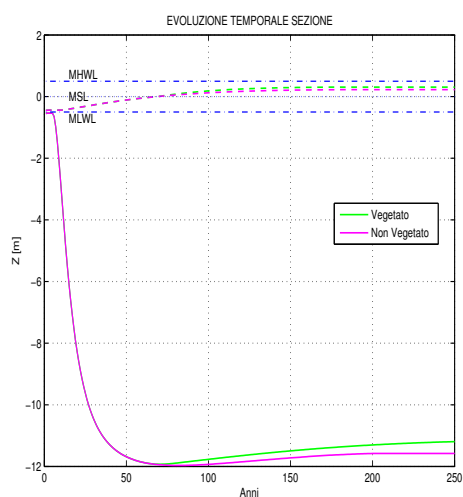
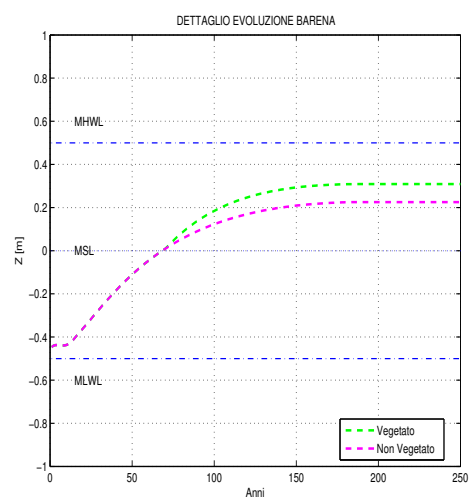
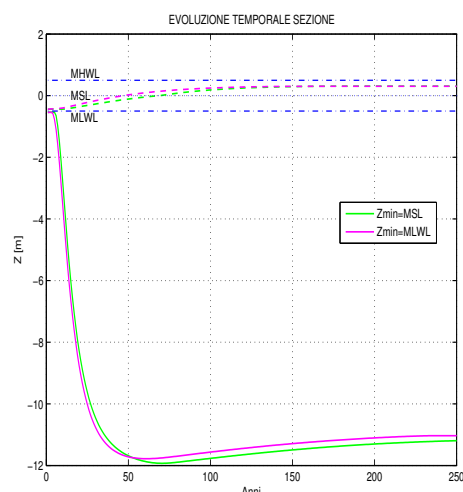
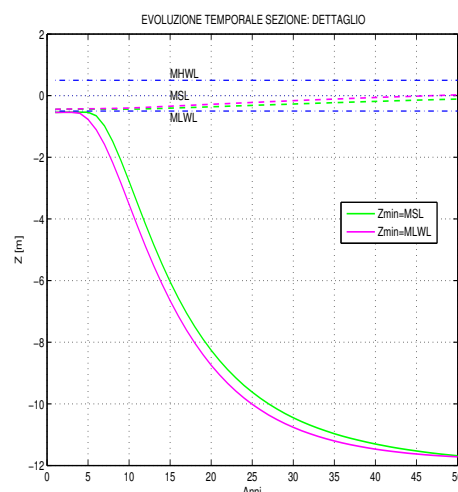
Figura 5.18: Caso senza vegetazione: evoluzione temporale e sezione di equilibrio**(a)** Confronto sezioni trasversali in equilibrio**(b)** Confronto dell'evoluzione temporale della quota di un punto barena e un punto canale**(c)** Dettaglio: evoluzione temporale della quota barena

Figura 5.19: Concentrazione del flusso nel canale per effetto della vegetazione

(a) Confronto dell'evoluzione temporale della quota di un punto barena e un punto canale



(b) Dettaglio: concentrazione del flusso nel canale nei primi anni di simulazione



anni di simulazione, quando l'accrescimento della quota della barena è ancora contenuto e il *tidal prism* non si è ancora ridotto.

In base ai risultati raccolti in figura 5.19, è evidente che con l'abbassamento della quota di colonizzazione della barena da parte della vegetazione, $z_{min} = MLWL$ (magenta), nei primi anni di simulazione il flusso si concentra nel canale, incrementando l'erosione per effetto delle maggiori velocità (figura 5.19b). D'altra parte, il più rapido accrescimento della barena comporta una più rapida riduzione del *tidal prism*, che negli anni successivi favorisce il riempimento del canale.

5.3.5 Coefficiente di resistenza al moto

Il coefficiente di scabrezza secondo Strickler K_s viene fatto variare in base ai valori elencati in tabella 5.6.

Tabella 5.6: Valori di K_s

	Simulazione 1	Simulazione 2	Simulazione 3
$K_s [m^{1/3}s^{-1}]$	10	30	50

I risultati delle simulazioni sono raccolti nelle figure 5.20, 5.21 e 5.22. I dati sono riferiti alla sezione di inlet del bacino.

L'effetto della variazione del coefficiente K_s è molto evidente.

Nel caso in cui la resistenza al moto è molto elevata, cioè $K_s = 10 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$, il forte attrito imposto dal fondale fa sì che la portata si concentri nella zona più favorevole al deflusso: il canale. Le conseguenze sono:

- nel canale, le forti velocità incrementano il tasso di erosione provocando un significativo approfondimento della quota;
- sulla barena, le piccole velocità incrementano il tasso di deposito inorganico provocando un aumento della quota.

Nel caso in cui la resistenza al moto sia piccola, cioè $K_s = 50 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$, il ridotto attrito imposto dal fondale favorisce una distribuzione delle portate più uniforme sull'intera sezione. In questa situazione, anche le barene contribuiscono in maniera significativa al deflusso della portata. Le conseguenze sono:

- nel canale, la riduzione delle velocità provoca un incremento della quota, conseguenza dall'aumento del tasso di deposito inorganico;
- sulla barena, l'incremento delle velocità riduce il tasso di deposito inorganico, provocando un abbassamento della quota.

Riassumendo, si può concludere che:

- elevati valori di K_s riducono sia l'accrescimento della quota della barena che l'approfondimento della quota del canale;
- bassi valori di K_s aumentano sia l'accrescimento della quota della barena che l'approfondimento della quota del canale.

Nelle figure 5.21 e 5.22 sono riportate le quote e i tempi di equilibrio, al variare di K_s .

Sulla barena, si è visto che all'aumentare di K_s aumentano le velocità della corrente: il minor tasso di deposito inorganico comporta una riduzione della quota di equilibrio e un aumento del tempo necessario per raggiungerla.

Al contrario, nel canale, l'aumento di K_s riduce le velocità della corrente: il maggior tasso di deposito inorganico comporta un incremento della quota di equilibrio e una riduzione del tempo necessario a raggiungerla. Si noti come nelle figure 5.21b e 5.22b manchi il dato con $K_s = 10 \text{ m}^{1/3}\text{s}^{-1}$: il forte incremento delle velocità fa sì che, al termine della simulazione, nel canale la condizione di equilibrio non sia ancora raggiunta.

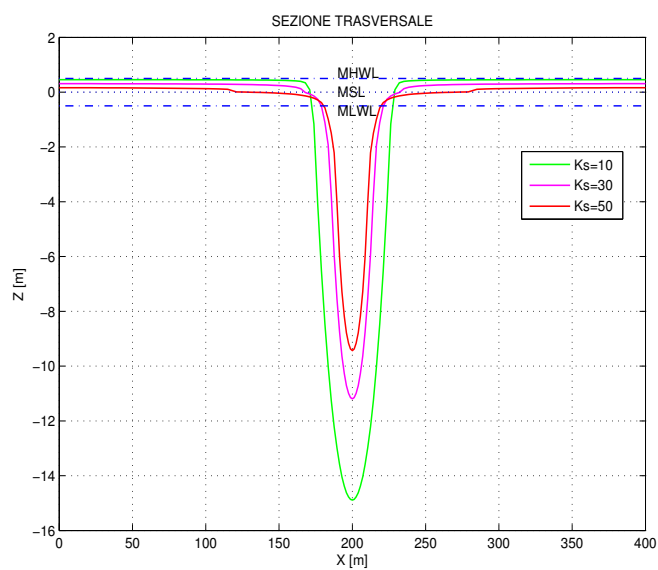
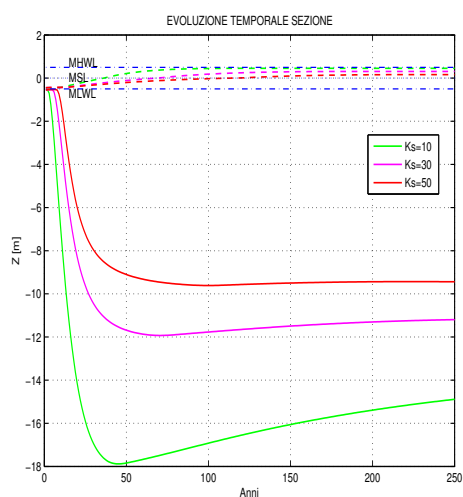
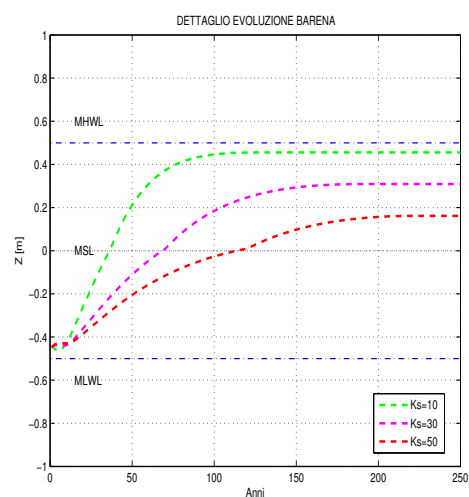
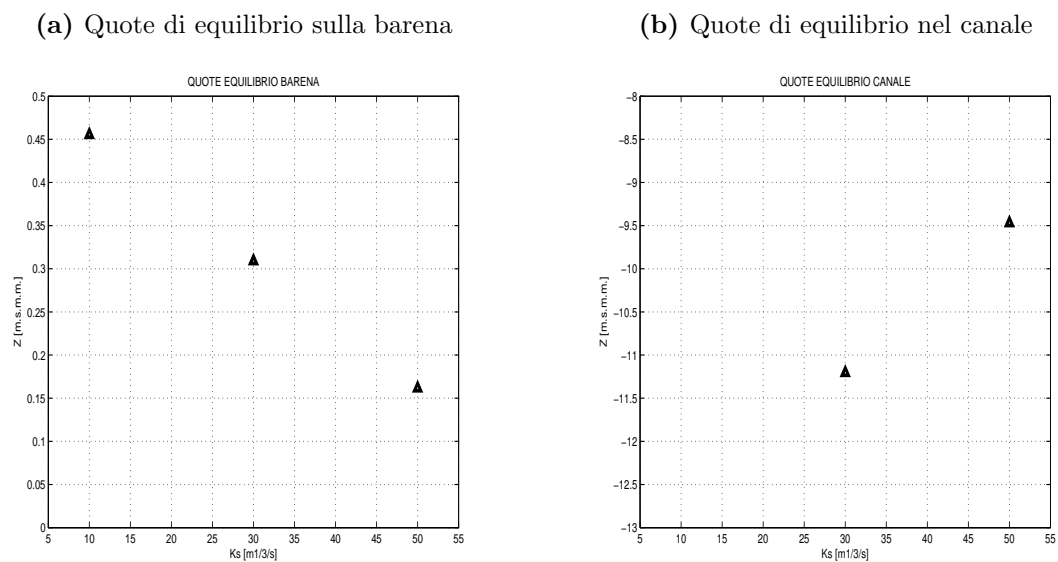
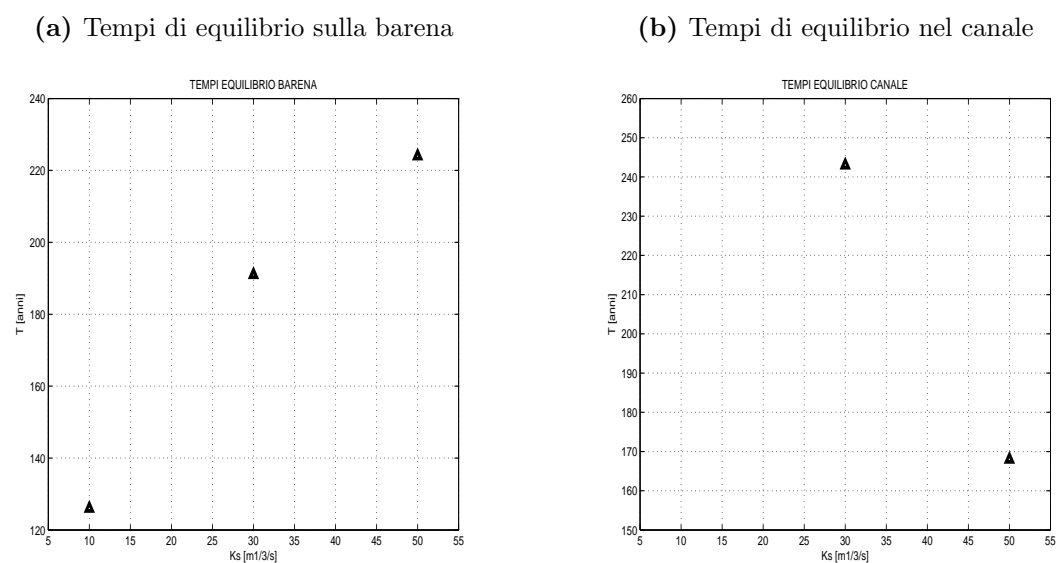
Figura 5.20: Variazione K_s : evoluzione temporale e sezione di equilibrio**(a)** Confronto sezioni trasversali in equilibrio**(b)** Confronto dell'evoluzione temporale della quota di un punto barena e un punto canale**(c)** Dettaglio: evoluzione temporale della quota barena

Figura 5.21: Variazione K_s : quote di equilibrio**Figura 5.22:** Variazione K_s : tempi di equilibrio

5.3.6 Tasso di erosione

Il tasso di erosione empirico Q_{e0} viene fatto variare in base ai valori elencati in tabella 5.7.

Tabella 5.7: Valori di Q_{e0}

	Simulazione 1	Simulazione 2	Simulazione 3
$Q_{e0} [Kg/m^2/s]$	0.0001	0.0002	0.0003

I risultati delle simulazioni sono raccolti nelle figure 5.23, 5.24 e 5.25 . I dati sono riferiti alla sezione di inlet del bacino.

Il parametro Q_{e0} influenza principalmente l'evoluzione del canale:

- elevati valori di Q_{e0} comportano un maggiore e più rapido approfondimento della quota del canale (figura 5.23b);
- all'aumentare di Q_{e0} , la forma più scavata del canale favorisce la concentrazione dei flussi al suo interno, così che all'equilibrio il canale risulta più stretto e con gli argini più ripidi (figura 5.23a).

Sulla barena, pur essendo l'erosione trascurabile, si può notare (figura 5.23c) un più rapido accrescimento della quota all'aumentare di Q_{e0} : questo è dovuto alla riduzione delle velocità, conseguenza della concentrazione del flusso nel canale, che favorisce il deposito inorganico.

Le figure 5.24 e 5.25 raccolgono le quote e i tempi di equilibrio, al variare di Q_{e0} . Sulla barena, l'aumento di Q_{e0} provoca variazioni molto contenute: si riscontra un lieve incremento della quota di equilibrio e una riduzione dei tempi. Nel canale, invece, le variazioni sono significative: all'aumentare di Q_{e0} si riscontra sia una riduzione della quota di equilibrio che un aumento dei tempi necessari per raggiungerla.

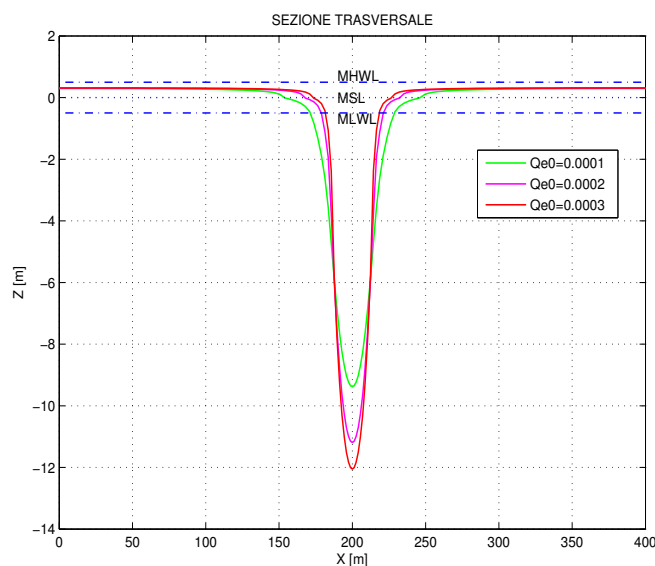
5.3.7 Sea level rise

Il tasso di incremento del livello medio del mare R , ipotizzato costante per tutta la durata della simulazione, viene fatto variare in base ai valori elencati in tabella 5.8.

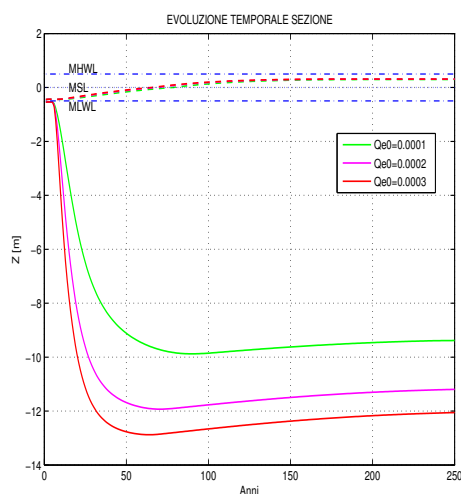
I risultati delle simulazioni sono raccolti nelle figure 5.26, 5.27 e 5.28 . I dati sono riferiti alla sezione di inlet del bacino.

Figura 5.23: Variazione Q_{e0} : evoluzione temporale e sezione di equilibrio

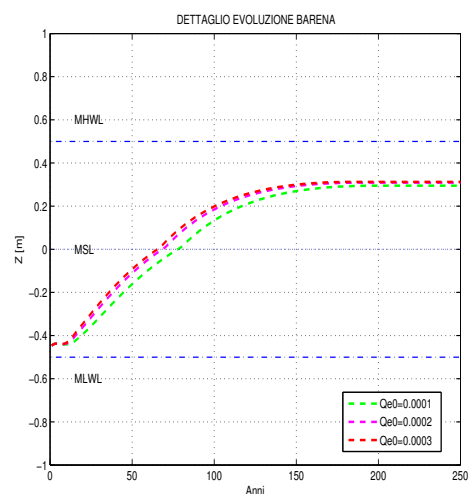
(a) Confronto sezioni trasversali in equilibrio



(b) Confronto dell'evoluzione temporale della quota di un punto barena e un punto canale



(c) Dettaglio: evoluzione temporale della quota barena

**Tabella 5.8:** Valori di R

	Simulazione 1	Simulazione 2	Simulazione 3
R [mm/anno]	2	3.5	5

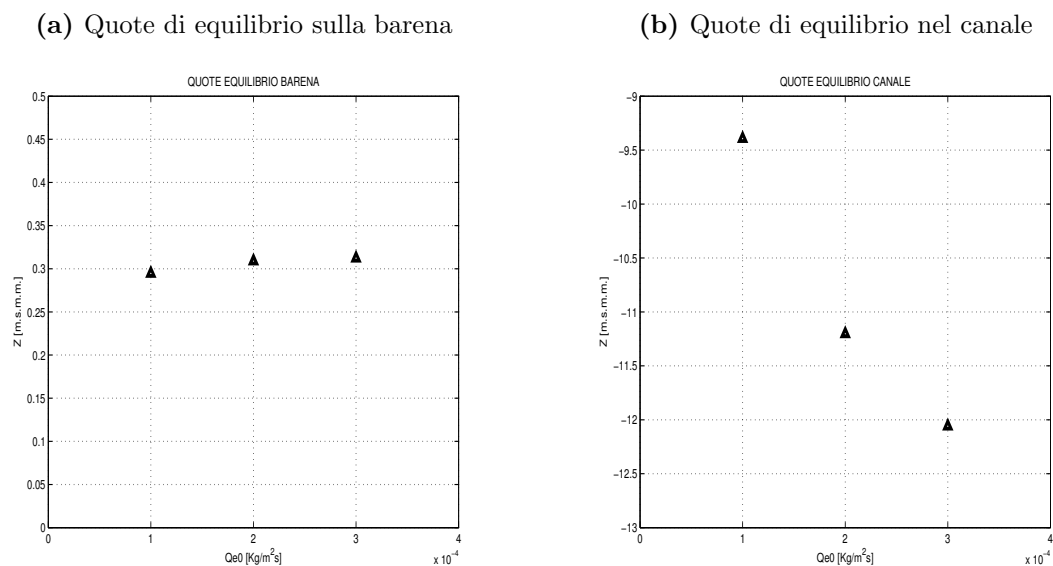
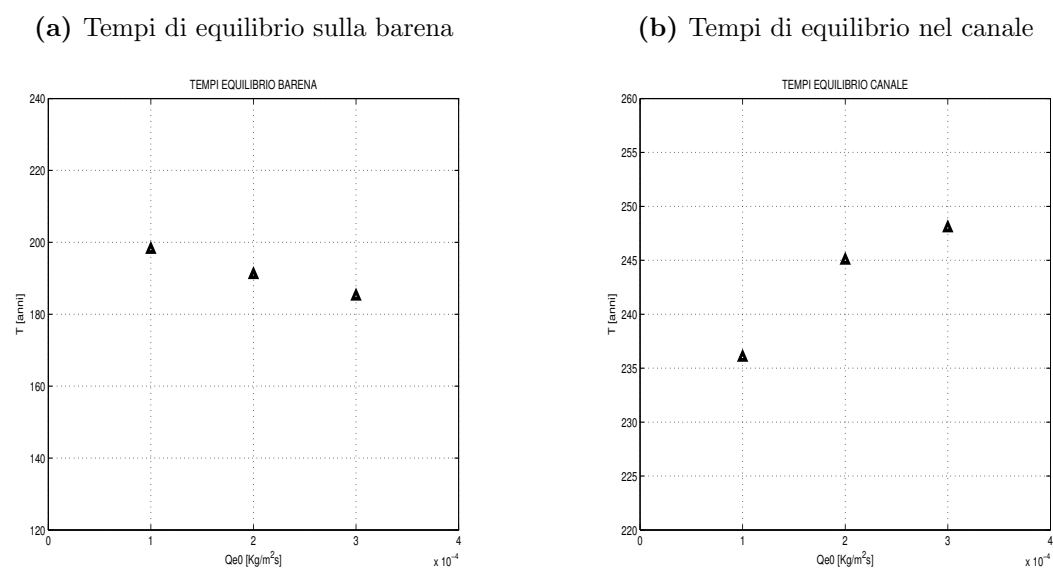
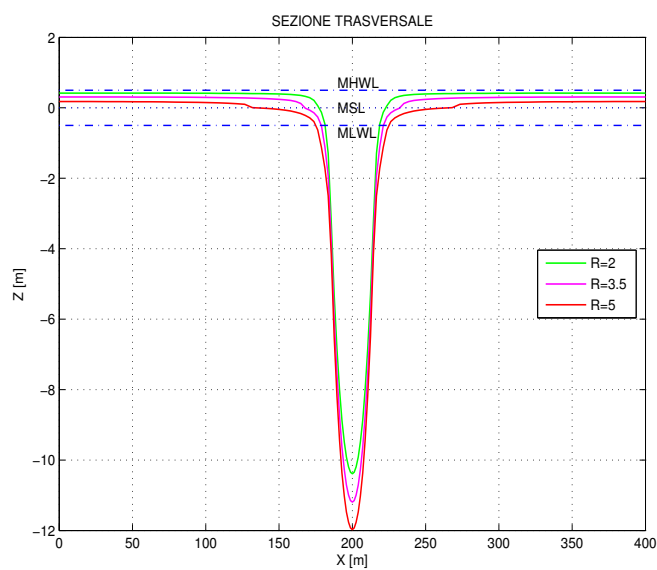
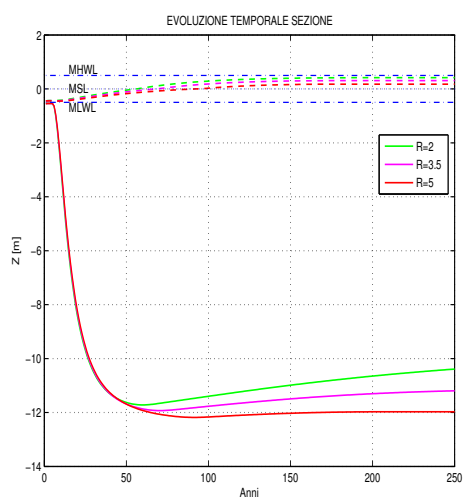
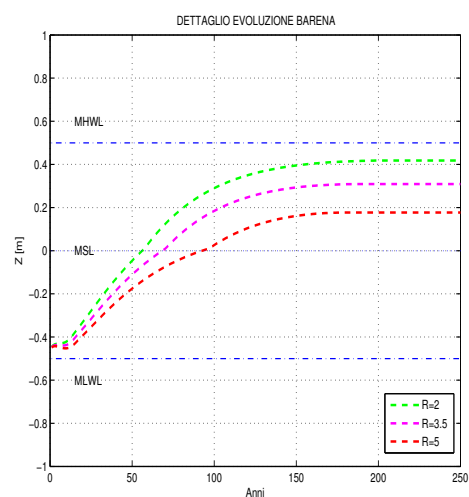
Figura 5.24: Variazione Q_{e0} : quote di equilibrio**Figura 5.25:** Variazione Q_{e0} : tempi di equilibrio

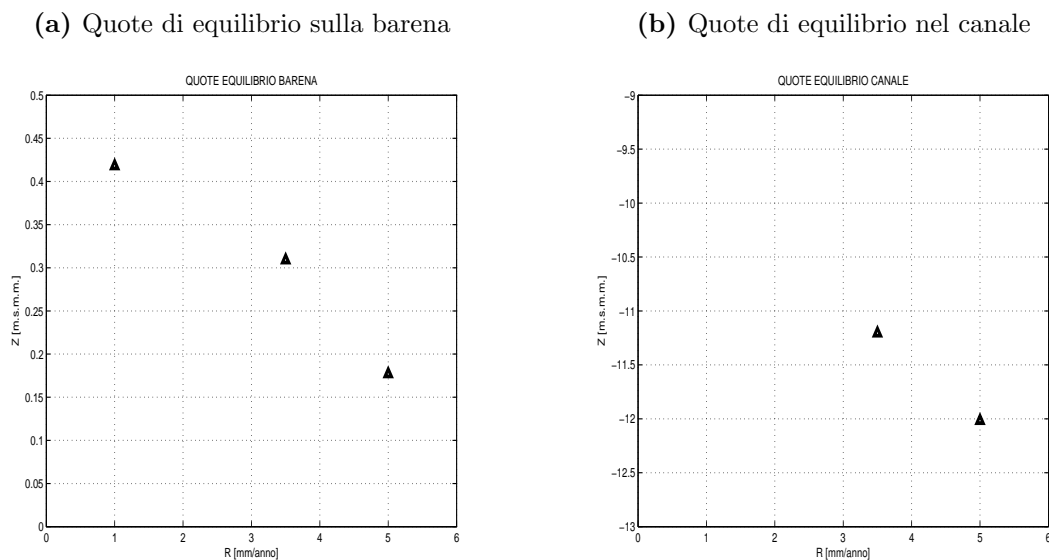
Figura 5.26: Variazione R : evoluzione temporale e sezione di equilibrio**(a)** Confronto sezioni trasversali in equilibrio**(b)** Confronto dell'evoluzione temporale della quota di un punto barena e un punto canale**(c)** Dettaglio: evoluzione temporale della quota barena

Si nota come l'incremento del sea level rise comporti un maggiore approfondimento della quota relativa, sia per la barena che per il canale: a conferma delle osservazioni fatte al paragrafo 3.6, i tassi di deposito si trovano sempre più in difficoltà a fronteggiare l'aumento del SLR.

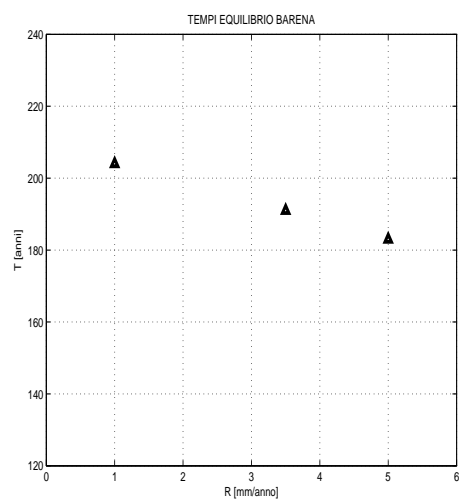
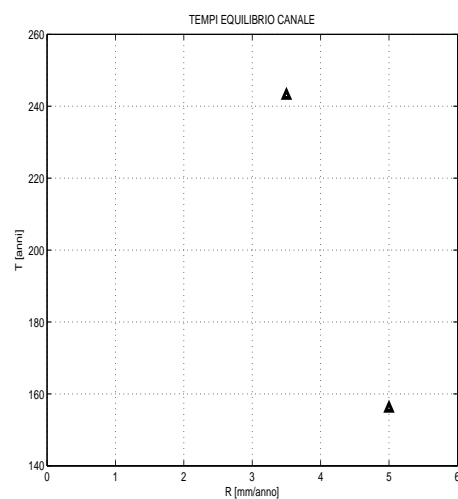
In riferimento alla figura 5.26c, si evidenzia come un ulteriore incremento di R possa comportare la scomparsa dell'ecosistema barena, attraverso la progressiva sommersione e transizione a superficie di bassofondale.

La figura 5.26a pone in evidenza come l'aumento di R non comporti significative variazioni sulla forma della sezione all'equilibrio, quanto piuttosto un suo generale approfondimento relativo.

Figura 5.27: Variazione R : quote di equilibrio



Le figure 5.27 e 5.28 raccolgono le quote e i tempi di equilibrio. Sia per la barena che per il canale, l'incremento di R comporta una diminuzione della quota di equilibrio e un accorciamento dei tempi necessari per raggiungerla. Si noti come nelle figure 5.27b e 5.28b manchi il dato con $R = 2$: l'incremento della quota di equilibrio fa sì che al termine della simulazione il canale non abbia ancora raggiunto la condizione di equilibrio.

Figura 5.28: Variazione R : tempi di equilibrio**(a)** Tempi di equilibrio sulla barena**(b)** Tempi di equilibrio nel canale

Capitolo 6

Conclusioni

In questa tesi è stato studiato l'equilibrio ecomorfodinamico tridimensionale di bacini a marea, attraverso lo sviluppo e l'applicazione di un modello numerico scritto in FORTRAN.

In un primo momento, sono stati analizzati, da un punto di vista teorico, i principali aspetti fisici che governano l'evoluzione morfodinamica di sistemi a marea: in questo contesto, sono state inquadrate le leggi idrodinamiche e morfologiche da utilizzare nell'implementazione del modello adattandole, dove necessario, alle caratteristiche dell'ambiente lagunare.

Tali leggi sono state successivamente implementate nel modello, sviluppando SUBROUTINE specifiche in grado di simulare numericamente tutti i fenomeni fisici individuati per via teorica. Le ipotesi semplificative introdotte hanno permesso di ridurre notevolmente il costo computazionale delle simulazioni, pur mantenendo un livello di dettaglio nella descrizione dei fenomeni idromorfodinamici comparabile con altri modelli più complessi, dal costo computazionale molto elevato.

Con lo scopo di valutare la corretta implementazione del codice, il modello è stato dapprima applicato su un bacino semplice, teoricamente riconducibile a un dominio puntuale. In questo contesto, il problema è stato risolto sia per via analitica che per via numerica: la solidità del codice è stata confermata dall'ottima corrispondenza fra i risultati ottenuti.

Successivamente, il modello è stato utilizzato per l'analisi della configurazione di equilibrio tridimensionale di un bacino a marea di forma complessa. In particolare, si è osservato come la conformazione del letto del canale sia consistente con i risultati teorici ottenuti da [Toffolon and Lanzoni, 2010] [10]. Inoltre, attraverso l'analisi dell'andamento del parametro adimensionale *width-to-depth ratio*, si è visto come il modello sia in grado di riprodurre le osservazioni sperimentali condotte sul campo da [Lawrence, Allen and

Havelock, 2004] [11] sulla forma dei canali a marea: stretta e profonda se di basso ordine, larga e meno scavata se di ordine elevato.

Infine, è stata analizzata l'influenza dei più significativi parametri di taratura del modello sull'evoluzione morfodinamica del sistema, mediante un'analisi di sensibilità.

Le principali conclusioni possono essere così riassunte:

- nelle prime fasi delle simulazioni i consistenti fenomeni erosivi favoriscono lo scavo del canale al centro del bacino. Successivamente, il progressivo accrescimento della superficie di barena, comporta una notevole riduzione dell'idroperiodo e del *tidal prism*: il tasso di erosione si annulla, e il deposito inorganico favorisce il graduale riempimento del canale. Infine, quando il tasso di deposito viene bilanciato dal sea level rise, il canale raggiunge la condizione di equilibrio morfodinamico;
- sulle barene, le correnti sono in generale troppo deboli per permettere l'erosione: l'equilibrio viene raggiunto più rapidamente rispetto al canale, attraverso un progressivo accrescimento della superficie di barena che si arresta a una quota stabile rispetto al MSL, quando il sea level rise bilancia il tasso di accrescimento per effetto del deposito organico e inorganico;
- il tasso di deposito inorganico influenza in maniera diretta l'equilibrio morfodinamico dell'intero sistema. In questo senso, la *concentrazione media di fase* è un parametro fondamentale: essa permette di quantificare in maniera semplice la variazione di concentrazione di sedimento in sospensione in ambiente lagunare, per effetto della variabilità nel tempo dei moti a marea;
- la colonizzazione delle barene da parte della specie *Spartina alterniflora* produce effetti significativi non solo sulla morfologia della superficie di barena, il cui accrescimento viene favorito dal contributo al deposito di tipo organico, ma anche sulla morfologia del canale attraverso due meccanismi di natura opposta. Da un lato, l'aumento della resistenza al moto comporta una concentrazione dei flussi nel canale, favorendo i fenomeni erosivi e quindi l'approfondimento della quota. Dall'altro lato, il maggior accrescimento relativo della quota della barena per effetto dei contributi al deposito di tipo organico, comporta una più rapida riduzione del *tidal prism* e delle portate ad esso associate, favorendo il deposito e quindi l'accrescimento della quota del canale;
- il coefficiente di resistenza al moto influisce sulla distribuzione dei flussi all'interno della sezione. Se la scabrezza del fondo è elevata, la corrente tende a concentrarsi

prevalentemente nel canale, favorendo sia l'accrescimento della barena che lo scavo nel canale. Se invece la scabrezza del fondo è ridotta, la corrente si distribuisce in maniera più uniforme sulla sezione: in questo caso, anche le barene contribuiscono in maniera significativa al deflusso della portata, favorendo il riempimento del canale e l'abbassamento della quota di equilibrio sulla barena;

- l'incremento del sea level rise non produce variazioni significative della forma delle sezioni, quanto piuttosto una generale diminuzione della quota di equilibrio relativa, sia nel canale che sulla barena. Al limite, per valori elevati del tasso di incremento del livello medio del mare, gli ecosistemi barenali non sono più in grado di fronteggiare il SLR stesso, provocando la completa sommersione delle superfici di barena con conseguente transizione a superficie di bassofondale.

Appendice A

Main program

In questa Appendice viene riportato il listato del programma principale, scritto in FORTRAN 90, impiegato per lo studio dell'evoluzione morfodinamica di un bacino a marea.

Per la descrizione del contenuto del codice implementato si rimanda al capitolo 4.

```
1  !=====
2  PROGRAM crosssection
3  !=====
4  ! Questo modello calcola l'evoluzione nel tempo di un canale di
5  !marea su un dominio 3D, considerando i processi di erosione e
6  ! deposito di sedimenti, il ruolo della vegetazione e del
7  !sea level rise. La distribuzione degli sforzi tangenziali al fondo
8  ! indotti dal fluido sulla sezione sono calcolati sulla base
9  ! dell'approccio proposto da Pizzuto [1990].
10 !-----
11 IMPLICIT NONE
12 !-----
13 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
14 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
15 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
16 INCLUDE 'param.dat'
17 !-----
18 ! Dichiarazione delle variabili impiegate solo nel main program
19 !-----
20 INTEGER :: i, inst, n_mesi, n_steps, N_Z, count, j, iy
21 INTEGER :: n_steps2, check
22 INTEGER :: restart=1
23 REAL*8  :: ZZ(nodes), tauCHECK(INT(nodes/2)), MSL2store(MAXSTEPS)
```

```

24 REAL*8, allocatable:: Z_0(:,:), X_0(:,:), Qs_0(:,:), E_0(:,:), msl_0(:)
25 REAL*8 :: Qstore(inst_c,nsez,nodes)
26 REAL*8 :: Qstore2(inst_c,nsez), Vstore(inst_c,nsez)
27 REAL*8 :: Qhead, AREAiym1, AREAiym2, LPxiym1, LPxiym2, time, ddH, Hmin
28 REAL*8 :: psi,phi,depth
29 CHARACTER(len=100) fileZ, fileX, fileQs, fileE, fileMSL
30 LOGICAL test
31 CHARACTER(len=5) answer
32 REAL*8 :: DUm2(nodes-2)
33 INTEGER :: IPIV(nodes)
34 INTEGER :: INFO
35 INTEGER :: NRHS=1
36 CHARACTER:: TRANS='N'
37 ! parametri per la Error function (aumento graduale ampiezza marea)
38 REAL*8 :: timelag
39 REAL*8 :: terf, aux1, aux2, taux
40 REAL*8 :: erftaux(MAXSTEPS)
41 REAL*8 :: Qaux1,Qaux2,Qaux3
42 Qstore=0.
43 !-----
44 ! Apertura dei file di INPUT e OUTPUT
45 !-----
46 open(unit=8,FILE='Input.dat', status='old')
47 OPEN(10,FILE='output\Z.txt') ! sez inlet ogni timestep
48 OPEN(11,FILE='output\ZZZ.txt') ! configurazione finale dominio
49 OPEN(13,FILE='output\Erates.txt') ! erosione ad ogni time step
50 OPEN(14,FILE='output\V.txt') !velocita' sez inlet ogni timestep
51 OPEN(15,FILE='output\T.txt') ! tau sez inlet ad ogni time step
52 OPEN(5426,FILE='output\QQQ.txt')
53 OPEN(16,FILE='output\Q_store.txt')
54 OPEN(1718,FILE='output\D_s.txt') ! dep inorg sez inlet ogni t.s.
55 OPEN(1719,FILE='output\E.txt') ! erosione sez inlet ogni t.s.
56 OPEN(1720,FILE='output\D_B.txt') ! deposito org sez inlet t.s.
57 OPEN(1721,FILE='output\D_T.txt') ! deposito trap sez inlet t.s.
58 OPEN(1730,FILE='output\Ksvect.txt') ! Strickler c. sez inlet t.s.
59 OPEN(1740,FILE='output\Velocita.txt') ! velocita' sez inlet ogni t.s.
60 !-----
61 ! Lettura dei dati in INPUT dal file "input.dat"

```

```

62  ! -----
63  ! Caratteristiche dei sedimenti
64  read(8,*) Cmean          ! concentrazione media di fase (mg/l)
65  read(8,*) rhos           ! densita' dei sedimenti (kg/m3)
66  read(8,*) w_s           ! velocita' di caduta (m/s)
67  read(8,*) D50            ! diametro delle particelle (mm)
68  read(8,*) tau_dep        ! sforzo tangenziale critico di deposito
69  read(8,*) tau_ero        ! sforzo tangenziale critico di erosione
70  read(8,*) mu_eros        ! tasso di erosione costante empirico
71  read(8,*) porosity       ! porosita' dei sedimenti
72
73  D50=D50/1000.            ! diametro delle particelle (m)
74  mu_eros=mu_eros/rhos     ! tasso erosione empirico costante adim.
75
76  ! Caratteristiche della forzante di marea
77  read(8,*) amplitude      ! ampiezza dell'onda (m)
78  read(8,*) T_tide         ! periodo (semidiurna) (hours)
79  read(8,*) seconds        ! secondi in un ora
80  read(8,*) months         ! mesi in un anno
81  read(8,*) dd             ! giorni in un mese
82
83  T_tide=T_tide*3600.       ! periodo in (s)
84  w=2.*pi/T_tide           ! pulsazione angolare
85  dt=24./inst_c            ! time step per un giorno (due cicli) in (or
86  dtciclo=dt*3600.         ! time step in (s)
87  dTmorpho=dd*dtciclo      ! timestep morfologico
88
89  read(8,*) Lupstream       ! lunghezza del bacino (m)
90  read(8,*) Ltransect       ! larghezza del bacino (m)
91  read(8,*) ncos            ! parametro per la geometria iniziale
92  read(8,*) ampl_incision   ! parametro per la error function
93  read(8,*) meandepth0      ! quota iniziale media (msmm)
94  read(8,*) geoCASE         ! scelta della configurazione iniziale
95
96  dx=Ltransect/(nodes-1)    ! spaziatura griglia sulla sezione (m)
97  dy=Lupstream/(nsez-1)     ! spaziatura griglia longitudinale (m)
98  dy0=dy/3.                ! distanza fra testa canale
99

```

```

100 ! Altri parametri
101 read(8,*) es                ! local roughness length (m)
102 read(8,*) Ks                ! coeff. Strickler (m1/3 s-1)
103 read(8,*) QTOLL            ! tolleranza calcolo iterativo di Q*
104
105 ! Parametri biologici
106 read(8,*) Zbiomax           ! massima quota a cui cresce biomassa
107 read(8,*) Zbiomin           ! quota a cui nasce la biomassa
108 read(8,*) Bmax              ! massimo valore di biomassa (g/m2)
109 read(8,*) omega             ! parametro riduzione biomassa mesi invernali
110 read(8,*) kb                ! produzione organica al suolo max (m/anno)
111
112 kb=kb/(365.*24.*3600.)      ! produzione organica al suolo massima (m/s)
113
114 ! Parametri da Mudd et. al. 2004 per grandezze biologiche
115 read(8,*) alpha1
116 read(8,*) alpha2
117 read(8,*) alpha_n
118 read(8,*) beta_n
119 read(8,*) alpha_h
120 read(8,*) beta_h
121 read(8,*) delta1
122 read(8,*) delta2
123
124 ! Parametri da Palmer et. al. 2004 per grandezze biologiche
125 read(8,*) kappa_t
126 read(8,*) gamma_t
127 read(8,*) epsilon_t
128
129 ! Parametri da Mudd. et. al. 2004 per il bulk drag coeff
130 read(8,*) Scd
131 read(8,*) Cobar
132
133 read(8,*) Utrapp             ! velocita' media sulla barena vegetata
134 read(8,*) ZmarshMax          ! eventuale blocco quota barena
135 read(8,*) MSLrate            ! tasso di incremento del medio mare in (m/anno)
136 MSLrate=MSLrate/12.         ! tasso di incremento medio mare in (m/mese)
137

```

```

138 ! -----
139 ! Stampa a video i principali parametri in lettura
140 ! -----
141 write(*,'("----- Sediments -----")')
142 write(*,'("C0(%)",F12.6)')Cmean
143 write(*,'("D50(m)",F12.6,"rhos(kg/m3)",F12.6)')D50,rhos
144 write(*,'("w_s(m/s)",F12.6,"porosity",F12.6)')w_s,porosity
145 write(*,'("tau_dep",F12.6,"tau_ero ",F12.6)')tau_dep,tau_ero
146 write(*,'("mu_eros",F12.6)')mu_eros
147
148 write(*,'("----- Tide -----")')
149 write(*,'("ampli(m)",F12.6,"T_tide(s)",F12.6)')amplitude,T_tide/3600.
150 write(*,'("dtciclo(hours)",F12.6,"dTmorpho",F12.6 )')dtciclo,dTmorpho
151
152 write(*,'("----- Geometry -----")')
153 write(*,'("Ly(m)",F12.6,"Lx(m)",F12.6)')Lupstream,Ltransect
154 write(*,'("dy(m)",F12.6,"dx(m)",F12.6)')dy,dx
155
156 write(*,'("-----")')
157 write(*,'("es(m)",F12.6,"Chezy((m^0.5/s)",F12.6)')es,Ks
158 write(*,'("QTOLL (m^3/s??) ",F12.6)')QTOLL
159 ! -----
160 CALL initialization      ! Inizializzazione delle variabili
161 CALL tidalforcing       ! def forzante H(t) e sua detivata dH/dt
162 CALL initialgeometry    ! Definizione del dominio iniziale
163 check=1
164 ! -----
165 ! definizione error function per incrementare gradualmente la marea
166 ! -----
167 timelag=0.005D0
168 do n_steps=1,MAXSTEPS
169     taux=timelag*n_steps
170     call errf(taux,erftaux(n_steps))
171 end do
172 ! -----
173 time=0.
174 n_steps2=0
175

```

```

176 ! =====
177 !   INIZIO DEL CICLO SUI MESI
178 ! =====
179 TTT=0.
180 VVV=0.
181 Hmin=10.
182 do n_steps=restart,MAXSTEPS      ! MAXSTEPS=numero di mesi di simulazione
183   write(*,199) n_steps,Hmin,sumcheckbio,MSL2
184   199 FORMAT("Anno:",I4,"Hmin:",F12.6,"Nodi vegetati:",I3,"MSL:", F6.3)
185
186   MSL2=MSL2+MSLrate              ! incremento del medio mare ad ogni mese
187   MSL2store(n_steps)=MSL2
188   Q_Sc=0.                        ! inizializzazione contributo deposito inorg mese corrente
189   Q_Tc=0.                        ! inizializzazione contributo deposito trap mese corrente
190   Q_Bc=0.                        ! inizializzazione contributo deposito org mese corrente
191   Q_Ec=0. ! inizializzazione contributo erosione mese corrente
192
193   write(*,989) ZmeanC0           ! stampa a video quota media bacino
194   989 FORMAT(" ZmeanC0:",F8.4)
195   ! =====
196   !   INIZIO CICLO SUL GIORNO (DUE CICLI DI MAREA)
197   ! =====
198   do inst=1,inst_c              ! inst_c=istanti campionamento temporale in 24 ore
199
200     !-----
201     ! valori istantanei elevazione marea (quasi-statico) e sua derivata
202     !-----
203     MSL = MSL2 + erftaux(n_steps)*H(inst)    ! elevazione marea
204     ddH = erftaux(n_steps)*dH(inst)          ! derivata
205     ! sono entrambi corretti con la error function!!
206     !-----
207
208     if (MSL < Hmin) Hmin=MSL !controllo sullo stato regime marea
209     time=time+dt
210
211     !-----
212     ! CONCENTRAZIONE MEDIA CORRETTA valutata con elev. media bacino
213     !-----

```

```

214
215     Zmeansum=0.
216
217     do i=1,nsez
218         Zmeansum=Zmeansum+Zmeansez(i)
219     end do
220
221     ZmeanC0=Zmeansum/float(nsez) ! quota fondale media su tutto bacino
222
223     C0=Cmean/(1000.*rhos)*(1-ZmeanC0/amplitude) ! conc. media corretta
224
225     ! =====
226     ! INIZIO CICLO SULLE SEZIONI
227     ! =====
228
229     Q_inst=0.D0 ! inizializzazione portata reale
230
231     do iy=1,nsez ! nsez=numero sezioni in cui e' suddiviso il bacino
232
233         Z(:)=ZZZ(iy,:) ! quota fondo sezione precedente
234         X(:)=XXX(iy,:) ! ascisse sezione precedente
235
236         ! -----
237         CALL derivatives
238         CALL abscissae
239         CALL normalcontrol
240         CALL distDN
241         CALL trapezi
242         CALL compu_biomass_vegetationedge(n_steps)
243         ! -----
244         AREAiym1=AREAi
245         LPxiym1=LPxiy
246         CALL compu_wetP_Area
247         AREAi=AAREA
248         LPxiy=LPx
249         ! -----
250         ! Campionamento quota media di ogni sezione
251         ! -----

```

```

252     CALL compu_Zmean
253     Zmeansez(iy)=Zmean
254
255     !-----
256     ! calcolo della portata reale Q con il modello quasi statico
257     ! si tiene conto solo della porzione bagnata di bacino
258     !-----
259     if (iy==1) then
260         Q_inst=abs(ddH)*LPx*LPx*0.39 ! prima sez area drenata semicirc
261     else
262         Q_inst=Q_inst+abs(ddH)*dy*0.5*(LPxiym1+LPxiy)
263     end if
264     !-----
265
266     !-----
267     ! Controlla se ci sono pixel vegetati sulla sezione
268     !-----
269     CALL checkbiomass
270     !-----
271
272     !-----
273     ! Assembla matrice sforzi tau distinguendo se vegetazione o no
274     !-----
275     if (sumcheckbio==0) then
276         CALL matrixA ! caso non vegetato
277     else
278         CALL matrixA_bio ! caso vegetato
279     end if
280     !-----
281     CALL DGTTRF(nodes,DLmat,Dmat,DUmat,DUm2,IPIV,INFO) ! A=LU
282     !-----
283
284     ! *****
285     ! Inizio iterazioni portata Q* correzione pend. linea energia S
286     ! *****
287     Qzero=Q_inst-QTOLL-1.
288     S=0.0001 ! valore di primo tentativo per S
289     if (Q_inst>QTOLL) then !controlla se ho flusso sulla sezione

```



```

290         count=0
291         do while (abs(Q_inst-Qzero)>QTOLL)      ! criterio convergenza
292             count=count+1
293             ! -----
294             ! CASO NON VEGETATO
295             ! -----
296             if (sumcheckbio==0) then
297                 !Calcola i termini noti R
298                 CALL compu_terminiR
299                 !Risolve il sistema lineare e trova gli sforzi T con Pizzuto.
300 CALL DGTTRS(TRANS,nodes,NRHS,DLmat,Dmat,DUmat,DUm2,IPIV,R,nodes,INFO)
301                 T=R
302                 ! Calcola la velocita' in ogni punto della sezione
303                 call compu_V
304                 ! -----
305
306             ! -----
307             ! CASO VEGETATO
308             ! -----
309             else
310                 ! calcola termini R solo nella parte non vegetata
311                 CALL compu_terminiR_bio
312                 ! risolve sistema sforzi alla Pizzuto solo parte non vegetata
313 CALL DGTTRS(TRANS,nodes,NRHS,DLmat,Dmat,DUmat,DUm2,IPIV,R,nodes,INFO)
314                 T=R
315                 ! calcola gli sforzi T nella parte vegetata
316                 CALL tau_vegetated
317                 ! Calcola la velocita' in ogni punto della sezione
318                 CALL compu_V_vegetated
319                 ! -----
320
321             end if
322
323             ! -----
324             !Calcola la Q fluente nella sezione come somma
325             !delle portate tra 2 normali al fondo.
326             !Ciascuna di queste portate e' calcolata come area
327             !per la media della velocita' nelle due normali al contorno

```

```

328      ! -----
329      Qzero=0.
330      QA=0.
331      do i=1,(nodes-1)
332          QA(i)=AREAsz(i)*0.5*(V(i)+V(i+1))
333          Qzero=Qzero+QA(i)
334      end do
335
336      ! -----
337      !Corregge la pendenza della linea dell'energia
338      ! -----
339      Szero=S
340      if (Qzero==0.) then
341          S=0.
342          V=0.
343          T=0.
344          exit
345      else
346          S=Szero*(Q_inst/Qzero)**2
347      end if
348      end do ! fine del criterio di convergenza
349      else
350          V=0.
351          T=0.
352      end if      ! fine del controllo se ho flusso sulla sezione
353      ! *****
354      ! Fine iterazioni portata Q* correzione pend. linea energia S
355      ! *****
356
357      ! -----
358      ! calcolo dei flussi di erosione e deposito
359      ! -----
360      CALL bedevolution_ZmarshMax ! valori per inst di ciclo di marea
361
362      ! flussi estesi al time-step mese
363      Q_Sc(iy,:)=Q_Sc(iy,:)+ Q_S(:)*dTmorpho
364      Q_Tc(iy,:)=Q_Tc(iy,:)+ Q_T(:)*dTmorpho
365      Q_Bc(iy,:)=Q_Bc(iy,:)+ Q_B(:)*dTmorpho

```

```

366      Q_Ec(iy,:)=Q_Ec(iy,:)+ Q_E(:)*dTmorpho
367
368      ! -----
369      ! Salvataggio di grandezze importanti
370      ! -----
371      if (iy==2)                      Qaux1=Q_inst
372      if (iy==NINT(nsez/2.))          Qaux2=Q_inst
373      if (iy==nsez)                   Qaux3=Q_inst
374
375      if (n_steps==MAXSTEPS) then
376      do i=1,nodes
377      Qstore(inst,iy,i)= QA(i)
378      if (T(i) > TTT(iy,i)) TTT(iy,i)=T(i)
379      if (V(i) > VVV(iy,i)) VVV(iy,i)=V(i)
380      end do
381      end if
382
383      end do
384      ! =====
385      ! FINE CICLO SULLE SEZIONI
386      ! =====
387
388      WRITE(5426,600) time,H(inst),dH(inst),Qaux1,Qaux2,Qaux3
389
390      end do
391      ! =====
392      ! FINE CICLO SUL GIORNO (DUE CICLI DI MAREA)
393      ! =====
394
395      ! -----
396      ! salva le caratt. principali inlet section ogni time-step (MESE)
397      ! -----
398      WRITE(1718,600) (Q_Sc(nsez,i), i=1,nodes) ! deposito inorganico
399      WRITE(1719,600) (Q_Ec(nsez,i), i=1,nodes) ! erosione
400      WRITE(1720,600) (Q_Bc(nsez,i), i=1,nodes) ! deposito organico
401      WRITE(1721,600) (Q_Tc(nsez,i), i=1,nodes) ! deposito trapping
402      WRITE(1730,600) (Ks_vect(i), i=1,nodes) ! coeff. res. moto Strickler
403      WRITE(1740,600) (V(i), i=1,nodes) ! velocita'

```

```

404 WRITE(10,600) (Z(i), i=1,nodes)           ! Quota Z
405 600    FORMAT(350E14.6)
406 ! -----
407
408 ! =====
409 ! EVOLVE IL FONDALE per ogni time-step (mese)
410 ! =====
411 do iy=1,nsez
412   ZZZ(iy,:)=ZZZ(iy,:)+Q_Sc(iy,:)-Q_Ec(iy,:)+Q_Tc(iy,:)+Q_Bc(iy,:)
413 end do
414 ! =====
415
416 if (n_steps==MAXSTEPS) then
417   do inst=1,inst_c
418     do iy=1,nsez
419       WRITE(16,9117) inst,iy,(Qstore(inst,iy,i), i=1,nodes)
420     end do
421   end do
422 end if
423 9117 FORMAT(2I4,200E12.5)
424 ! -----
425 ! stampa la quota di ogni pixel ogni xxx anni
426 ! -----
427 if (mod(n_steps,12)==0) then
428   n_steps2=n_steps2+1
429   call stampa2(n_steps2)
430 end if
431 ! -----
432
433 end do
434 ! =====
435 ! FINE DEL CICLO SUI MESI
436 ! =====
437
438 ! -----
439 ! stampa la configurazione finale di equilibrio del bacino
440 ! -----
441 do iy=1,nsez

```

```
442  WRITE(11,600) (ZZZ(iy,i), i=1,nodes)      ! quota fondale
443  WRITE(13,600) (Q_Ec(iy,i), i=1,nodes)      ! tassi erosione
444  WRITE(14,600) (VVV(iy,i), i=1,nodes)      ! velocita'
445  WRITE(15,600) ((TTT(iy,i)), i=1,nodes)    ! sforzi tangenziali
446  end do
447  ! -----
448  close(8)
449  close(10)
450  close(11)
451  close(13)
452  close(14)
453  close(15)
454  close(5426)
455  close(16)
456
457  END
```


Appendice B

Subroutines

In questa Appendice vengono riportati i listati delle subroutines, scritte in FORTRAN 90, impiegate per lo studio dell'evoluzione morfodinamica di un bacino a marea, organizzate in ordine di chiamata nel programma principale.

Per la descrizione del contenuto dei codici implementati si rimanda al capitolo 4.

B.1 Subroutine compu biomass vegetationedge

```
1 SUBROUTINE compu_biomass_vegetationedge(n_mesi)
2 !=====
3 ! Calcola la biomassa per ogni nodo vegetato della sezione
4 ! Individua i nodi che separano la barena vegetata dal canale
5 !=====
6 IMPLICIT NONE
7 !-----
8 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
9 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
10 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
11 INCLUDE 'param.dat'
12 !-----
13 INTEGER :: i, n_mesi
14 REAL*8 :: Bio
15 !-----
16
17 !=====
18 ! Calcola la biomassa in ogni nodo della sezione
```

```

19  ! =====
20  Bio=0.
21  do i=1,nodes
22    if (Z(i)<MSL2+amplitude-Zbiomax) then
23      Bio=0
24    else
25      if (Z(i)>MSL2+amplitude-Zbiomin) then
26        Bio=0
27      else
28        Bio=Bmax*(MSL2+amplitude-Zbiomin-Z(i))*UnoSuZbio
29      end if
30    end if
31
32    ! corregge il valore della biomassa in base alla stagione
33    Biomass(i)=Bio*0.5D0*(1-omega)*(sin(2.D0*pi*n_mesi/12.D0-0.5D0*pi)+1)
34    +omega*Bio    !! SEGUE ALLA LINEA PRECEDENTE
35
36  end do
37  ! -----
38
39  ! =====
40  ! Individua i nodi estremita' della parte centrale non vegetata
41  ! =====
42  primnnveg=0
43  node_edgeveg=0
44  do i=2,(nodes-1)
45    if (((Biomass(i)==0.).and.(Biomass(i-1)>0.)).or.
46    ((Biomass(i)==0.).and.(Biomass(i+1)>0.))) then !! SEGUE RIGA PRECEDENTE
47
48      primnnveg=primnnveg+1
49      node_edgeveg(primnnveg)=i
50    end if
51  end do
52  ! -----
53
54  RETURN
55  END

```


IMPORTANTE: le righe [33:34] e le righe [45:46] appartengono alla stessa riga di codice!!!

B.2 Subroutine *checkbiomass*

```

1  SUBROUTINE checkbiomass
2  !=====
3  ! Controlla se ho vegetazione sulla sezione
4  ! Calcola il numero di nodi vegetati
5  !=====
6  IMPLICIT NONE
7  !-----
8  ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
9  ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
10 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
11 INCLUDE 'param.dat'
12 !-----
13 INTEGER :: i
14 !-----
15
16 checkbio=0
17 sumcheckbio=0
18 do i=1,nodes
19   if (Biomass(i)==0.) then
20     checkbio(i)=0
21   else
22     checkbio(i)=1
23   end if
24 sumcheckbio=sumcheckbio+checkbio(i)
25 end do
26
27 RETURN
28 END

```

B.3 Subroutine compu teriminiR

```

1  SUBROUTINE  compu_terminiR
2  !=====
3  ! Calcola i termini noti R per la soluzione del sistema lineare
4  ! Impone le CONDIZIONI AL CONTORNO ai bordi della sezione
5  !=====
6  IMPLICIT NONE
7  !-----
8  ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
9  ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
10 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
11 INCLUDE 'param.dat'
12 !-----
13 INTEGER :: i
14 REAL*8 :: dummy
15 !-----
16
17 R=0.
18 dummy=rho*Gconst*S
19
20 if (Z(1)<MSL) then
21   R(1)=dummy*(MSL-Z(1))
22 end if
23
24 do i=2,(nodes-1)
25   if (Z(i)<MSL) then
26     R(i)=dummy*.5D0*(AREAsez(i-1)*UnoSuP(i-1)+AREAsez(i)*UnoSuP(i))
27   end if
28 end do
29
30 if (Z(nodes)<MSL) then
31   R(nodes)=dummy*(MSL-Z(nodes))
32 end if
33
34 RETURN
35 END

```

B.4 Subroutine compu terminiR bio

```

1 SUBROUTINE compu_terminiR_bio
2 !=====
3 ! Calcola i termini noti R per la soluzione del sistema lineare
4 ! nel caso di sezione parzialmente vegetata
5 !=====
6 IMPLICIT NONE
7 !-----
8 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
9 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
10 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
11 INCLUDE 'param.dat'
12 !-----
13 INTEGER :: i,j
14 REAL*8 :: dummy
15 !-----
16
17 R=0.
18 dummy=rho*Gconst*S
19
20 !-----
21 ! calcola i termini R solo sui nodi non vegetati, dove vegetati R=0
22 !-----
23 if ((Z(1)<MSL).and.(Biomass(1)==0.)) then
24   R(1)=dummy*(MSL-Z(1))
25 else
26   R(1)=0.
27 end if
28
29 do i=2,(nodes-1)
30   if ((Z(i)<MSL).and.(Biomass(i)==0.)) then
31     R(i)=dummy*.5D0*(AREAsez(i-1)*UnoSuP(i-1)+AREAsez(i)*UnoSuP(i))
32   else
33     R(i)=0.
34   end if
35 end do
36

```

```
37  if ((Z(nodes)<MSL).and.(Biomass(nodes)==0.)) then
38    R(nodes)=dummy*(MSL-Z(nodes))
39  else
40    R(nodes)=0.
41  end if
42  ! -----
43
44  RETURN
45  END
```

B.5 Subroutine compu V

```

1  SUBROUTINE compu_V
2  !=====
3  ! Calcola la velocita' in direzione normale al fondo sulla base di un
4  ! andamento di tipo logaritmico.
5  ! La velocita' e' calcolata su 30 punti lungo la normale, di cui
6  ! viene calcolato il valore medio
7  !=====
8  IMPLICIT NONE
9  !-----
10 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
11 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
12 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
13 INCLUDE 'param.dat'
14 !-----
15 INTEGER :: i,j
16 REAL*8 :: XI0,Cond
17 !-----
18
19 do i=1,nodes
20   Cond=Ks*(DN(i)**(1./6.))/3.1321
21   XI0=exp(-0.4*Cond-1.)
22   es=XI0*DN(i)
23   if (Z(i)<MSL-es) then
24     V(i)=(-log(XI0) - 1. + XI0)*sqrt(T(i)*UnoSurho)/(.4D0*(1-XI0))
25   else
26     V(i)=0.
27   end if
28 end do
29
30 RETURN
31 END

```

B.6 Subroutine *compu V vegetated*

```

1  SUBROUTINE compu_V_vegetated
2  !=====
3  ! Calcola la velocita' dei punti della sezione vegetata
4  ! Nella parte centrale non vegetata assume distribuzione logaritmica
5  ! Nella parte vegetata utilizza la legge di Strickler, con coeff di
6  ! resistenza al moto modificato tramite bulk drag coeff.
7  !=====
8  IMPLICIT NONE
9  !-----
10 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
11 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
12 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
13 INCLUDE 'param.dat'
14 !-----
15 INTEGER :: i,j
16 REAL*8 :: XI0,Cond
17 !-----
18
19 !-----
20 ! Calcola i coefficienti Ks in ogni nodo, distinguendo la parte vegetata
21 !-----
22 do i=1,nodes
23   if (Biomass(i)==0.) then
24     Ks_vect(i)=Ks
25   else
26     Cdrag=Cobar+Scd*Biomass(i)
27     Ks_vect(i)=((0.5*Cdrag*alpha1*Biomass(i)**alpha2)**0.5)*
28     ((MSL-Z(i))**(-2./3.))*(Gconst**0.5)
29   end if
30 end do
31 !-----
32
33 !-----
34 ! Calcolo le velocita' in ogni nodo, distinguendo la parte vegetata
35 !-----
36 do i=1,nodes

```

```

37  if (Z(i)<MSL-es) then
38    if (Biomass(i)==0.) then
39      Cond=Ks_vect(i)*(DN(i)**(1./6.))/3.1321
40      XI0=exp(-0.4*Cond-1.)
41      es=XI0*DN(i)
42      V(i)=(-log(XI0) - 1. + XI0)*sqrt(T(i)*UnoSurho)/(.4D0*(1-XI0))
43    else
44      V(i)=Ks_vect(i)*((MSL-Z(i))**(2./3.))*(S**0.5)
45    end if
46  else
47    V(i)=0.
48  end if
49 end do
50 ! -----
51
52 RETURN
53 END

```

IMPORTANTE: le righe [27:28] appartengono alla stessa riga di codice!!!

B.7 Subroutine tau vegetated

```

1  SUBROUTINE tau_vegetated
2  !=====
3  ! Calcola gli sforzi tangenziali Tau sulla parte di sezione vegetata
4  ! Nella parte di barena vegetata il fondale si puo' considerare piatto.
5  ! Il secondo termine a secondo membro dell'equazione di Pizzuto
6  ! puo' essere ragionevolmente trascurato.
7  ! Gli sforzi tangenziali vengono calcolati in maniera diretta
8  ! con il primo termine a secondo membro dell'equazione di pizzuto.
9  ! Impone le condizioni al contorno sui nodi di separazione
10 ! fra barena vegetata e canale.
11 !=====
12 IMPLICIT NONE
13 !-----
14 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
15 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
16 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
17 INCLUDE 'param.dat'
18 !-----
19 INTEGER :: i,j
20 REAL*8 :: dummy
21 !-----
22
23 dummy=rho*Gconst*S
24
25 !-----
26 ! calcola gli sforzi tangenziali sulla parte vegetata di sezione
27 !-----
28 if ((Z(1)<MSL).and.(Biomass(1)>0.)) then
29   T(1)=dummy*(MSL-Z(1))
30 end if
31
32 do i=2,(nodes-1)
33   if ((Z(i)<MSL).and.(Biomass(i)>0.)) then
34     T(i)=dummy*.5D0*(AREAsz(i-1)*UnoSuP(i-1)+AREAsz(i)*UnoSuP(i))
35   end if
36 end do

```

```
37
38  if ((Z(nodes)<MSL).and.(Biomass(nodes)>0.)) then
39    T(nodes)=dummy*(MSL-Z(nodes))
40  end if
41  ! -----
42
43  ! -----
44  ! impone le condizioni al contorno sui nodi estremi del canale
45  ! -----
46
47  do j=1,primnnveg
48    T(node_edgeveg(j))=dummy*(MSL-Z(node_edgeveg(j)))
49  end do
50
51  ! -----
52
53
54  RETURN
55  END
```

B.8 Subroutine *bedevolution* *ZmarshMax*

```

1 SUBROUTINE bedevolution_ZmarshMax
2 !=====
3 ! Calcola i tassi di accrescimento/erosione
4 !=====
5 IMPLICIT NONE
6 !-----
7 ! Si include il file "param.dat" che e' condiviso dal main program
8 ! e da tutte le subroutine, nel quale sono dichiarati tutti
9 ! i PARAMETERS e COMMON VARIABLES
10 INCLUDE 'param.dat'
11 !-----
12 INTEGER :: i
13 !REAL*8 psi,phi,depth
14 !-----
15 do i=1,nodes
16   if (Z(i)<ZmarshMax) then
17     Q_S(i)=0.
18     Q_T(i)=0.
19     Q_B(i)=0.
20     Q_E(i)=0.
21     if (Z(i)<=MSL) then
22       if (T(i) < tau_dep + 0.0001) Q_S(i)=C0*w_s*(1.-T(i)*UnoSutau_dep)
23       Q_T(i)=C0*alpha_tot*D50epsilon_t*Utrappgamma_t1*Biomass(i)**beta_tot
24     end if
25     Q_B(i) = kb*(Biomass(i)*UnoSuBmax)
26     if (T(i) > tau_ero + 0.0001) Q_E(i)=mu_eros*(T(i)*UnoSutau_ero-1.)
27   else
28     Q_E(i)=0.
29     Q_S(i)=0.
30     Q_T(i)=0.
31     Q_B(i)=0.
32   end if
33 end do
34
35
36 RETURN

```

37 **END**

Bibliografia

- [1] F. Ricci Lucchi, 1980. *Sedimentologia*. In Sedimentologia, parte 3, cap. 6, pp.219-232. Bologna, CLUEB, ISBN 88-8091-333-6.
- [2] J.Bajard, 1966. *Figures et structures sédimentaires dans le zone intertidal de la partie orientale de la Baie du Mont-Saint-Michel*. Revue Geogr. Phys. Géol. Dyn., 1966; (8): 39-111. ISSN: 0035-1164
- [3] R.Kuipers, P.A.W.J. de Wilde and F.Creutzberg, 1981. *Energy Flow in a Tidal Flat Ecosystem*. Ecol. Prog. Ser., 1981 (5), 215-221.
- [4] M. Gabriela Mángano, L.A.Buatois, R.R.West and C.G.Maples, 2002. *Ichnology of a Pennsylvanian Equatorial Tidal Flat. The Stull Shale Member at Waverly, Eastern Kansas*. Kansas Geological Survey. Bulletin 245, Kansas Geological Survey, DOI:10.1080/10420940290208171
- [5] E.A.Shinn, R.M.Lloyd and R.N.Ginsburg, 1969. *Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas*. Jour. Sedim. Petrol., (39): 1202-1228. ISSN: 0022-4472
- [6] J.K.Volkman, D.Rohjansc, J.Rullkötterc, B.M.Scholz-Böttcherc and G.Liebezeitd, 2000. *Sources and diagenesis of organic matter in tidal flat sediments from the German Wadden Sea*. Continental Shelf Research, 2000; 20(10-11): 1139-1158, DOI:10.1016/S0278-4343(00)00016-9
- [7] Fagherazzi, Furbish, 2001. *On the shape and widening of salt marsh creeks*. Journal of Geophysical Research 106(C1), 991-1005.
- [8] Andrea D'Alpaos, Stefano Lanzoni, Simon Marius Mudd, Sergio Fagherazzi, 2006. *Modeling the influence of hydroperiod and vegetation on the cross-sectional formation of tidal channels*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 69 (2006) 311-324.
- [9] Gareth Davies and Colin D. Woodroffe, 2009. *Tidal estuary width convergence: Theory and form in North Australian estuaries*. Earth Surf. Process. Landforms 35, 737-749.

- [10] Marco Toffolon and Stefano Lanzoni, 2010. *Morphological equilibrium of short channels dissecting the tidal flats of coastal lagoons*. Journal of Geophysical Research, Vol. 115, F04036, doi:10.1029/2010JF001673.
- [11] D.S.L. Lawrence, J.R.L. Allen, G.M. Havelock, 2004. *Salt marsh Morphodynamics: an investigation of Tidal Flows and Marsh Channel Equilibrium*. Journal of Coastal Research, 20(1), 301-316. West Palm Beach (Florida), ISSN 0749-0208.
- [12] R.G.Healey, K.Pye, D.R.Stoddart, T.P.Bayliss-Smith, 1981. *Velocity variations in salt marsh creeks, Norfolk, England*. Estuarine, Coastal and Shelf Science 13, 535-545.
- [13] A.Rinaldo, S.Fagherazzi, S.Lanzoni, M.Marani, W.E.Dietrich, 1999b. *Tidal networks 3. Landscape-forming discharges and studies in empirical geomorphic relationships*. Water Resources Research 35 (12), 3905-3917.
- [14] H.Lundgren and I.Jonsson, 1964. *Shear and velocity distribution in shallow channels*. Proc. ASCE J. Hydraulic Div., 90 (Hy1), 1-21.
- [15] G. Parker, 1978. *Self-formed straight rivers with equilibrium banks and mobile bed. Part2. The gravel river*. J. Fluid Mech., 89 (1), 127-146.
- [16] R.E.Glover and Q.L.Florey, 1951. *Stable channel profiles*. Hydraul. Lab. Rep., 325, Technical report, U.S. Bureau of Reclamation, Washington D.C.
- [17] J.S.Pizzuto, 1990. *Numerical simulations of gravel river widening*. Water Resour. Res., 26 (9), 1971-1980.
- [18] L.A.Leonard and M.E.Luther, 1995. *Flow hydrodynamics in tidal marsh canopies*. Limnology and Oceanography 40 (8), 1474-1484.
- [19] H.M.Nepf and E.Vivoni, 2000. *Flow structure in depth-limited, vegetated flow*. Journal of Geophysical Research 105 (C12), 28547-28557.
- [20] F.Engelund, 1966. *Hydraulic resistance of alluvial streams*. Journal of Hydraulic Division, ASCE 92 (HY 2), 315-326.
- [21] H.M.Nepf, 1999. *Drag, turbulence and diffusion in flow through emergent vegetation*. Water Resources Research 35 (2), 479-489.
- [22] S.M.Mudd, S.Fagherazzi, J.T.Morris, D.J.Furbish, 2004. *Flow, sedimentation, and biomass production on a vegetated salt marsh in South Carolina: toward a predictive model of marsh morphologic and ecologic evolution*. In: S.Fagherazzi, M.Marani,

- L.K.Blum (Eds.), *The Ecogeomorphology of Salt Marshes. Estuarine and Coastal Studies Series*. American Geophysical Union, pp. 165-188.
- [23] J.T.Morris and B.Haskin, 1990. *A 5-yr record of aerial primary production and stand characteristics of *Spartina alterniflora**. Ecology 7 (16), 2209-2217.
- [24] J.T.Morris, P.V.Sundareshwar, C.T.Nietch, B.Kjerfve, D.R.Cahoon, 2002. *Responses of coastal wetlands to rising sea level*. Ecology 83, 2869-2877.
- [25] C.F.Phleger, 1971. *Effect of salinity on growth of a salt marsh grass*. Ecology 52 (5), 908-911.
- [26] W.J.Webb, 1983. *Soil-water salinity variations and their effects on *Spartina alterniflora**. Contributions in Marine Science 26 (September), 1-13.
- [27] J.T.Morris, 2000. *Effects of sea level anomalies on estuarine processes*. In: J. (Ed.) Hobbie, *Estuarine science: A Synthetic Approach to Research and Practice*. Island Press, Washington, DC, pp. 107-127.
- [28] A.Metha, 1984. *Characterization of cohesive sediment properties and transport processes in estuaries*. In: A.J. (Ed.) Metha, *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*. Lecture Notes on Coastal And Estuarine Studies, vol. 14. Springer-Verlag, Berlin, pp. 290-315.
- [29] H.A.Einstein and R.B.Krone, 1962. *Experiments to determine modes of cohesive sediment transport in salt water*. Journal of Geophysical Research, 67 (4), 1451-1461.
- [30] P.F.Randerson, 1979. *A simulation model of salt-marsh development and plant ecology*. In: B.Knights, A.J. (Eds.) Phillips, *Estuarine and Coastal Land Reclamation and Water Storage*. Saxon House, Farnborough, pp. 48-67.
- [31] M.R.Palmer, H.M.Nepf, T.J.R.Petterson, J.D.Ackerman, 2004. *Observations of particle capture on a cylindrical collector: implications for particle accumulation and removal in aquatic systems*. Limnology and Oceanography 49 (1), 76-85.
- [32] A.D'Alpaos, S.M.Mudd and L.Carniello, 2011. *Dynamic response of marshes to perturbation in suspended sediment concentrations and rates of relative sea level rise*. J. Geophys. Res., 116, F04020, doi:10.1029/2011JF002093.
- [33] M.Marani, A.D'Alpaos, S.Lanzoni, L.Carniello and A.Rinaldo, 2010. *The importance of being coupled: Stable states and catastrophic shifts in tidal biomorphodynamics*. J. Geophys. Res., Lett., 115, F04004, doi:10.1029/2009JF001600.

-
- [34] M.Marani, A.D'Alpaos, S.Lanzoni, L.Carniello and A.Rinaldo, 2007. *Biologically-controlled multiple equilibria of tidal landforms and the fate of the Venice lagoon*. Geophys. Res. Lett., 34, L11402, doi:10.1029/2007GL030178.
- [35] A.D'Alpaos, 2011. *The mutual influence of biotic and abiotic components on the long-term ecomorphodynamics evolution of salt marsh ecosystem*. Geomorphology, 126, 269-278, doi:10.1016/j.geomorph.2010.04.027.